

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

HERAUSGEGEBEN VON DER SCHWEIZ. GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

PUBLIÉES PAR LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE SUISSE



Redaktor: W. NABHOLZ, Bern

Preis Fr. 32.—

VOL. 50 – N° 2 – 1957

9. WERNER D. BRÜCKNER: Laterite and Bauxite Profiles of West Africa as an Index of Rhythmical Climatic Variations in the Tropical Belt. With 3 figures and 2 tables . . .	239
10. RAOUL C. MITCHELL: Fault Patterns of Northwestern Hegaz, Saudi Arabia. With 3 figures . . .	257
1. HANS M. BOLLI: The Foraminiferal Genera <i>Schackoina</i> THALMANN, emended and <i>Leupoldina</i> , n. gen. in the Cretaceous of Trinidad B.W.I. With 1 figure in the text and 2 plates (I and II) . . .	271
2. HENRI J. OERTLI: Ostrakoden als Salzgehalts-Indikatoren im obern Bathonien des Boulonnais. Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel (I) . . .	279
3. HENRI GUILLAUME et MANFRED REICHEL: <i>Neotrocholina friburgensis</i> n. sp., foraminifère de l'Urgonien alpin. Avec 2 figures dans le texte et 1 planche (I) . . .	285
4. FRANZ HOFMANN: Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. Mit 2 Figuren und 8 Tabellen im Text . . .	289
5. LOUIS KLÄY: Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin). Mit 25 Textfiguren und 10 Tafeln (I–X) . . .	323
6. Bericht über die 73. ordentliche Generalversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Neuchâtel.	469
A. Bericht des Vorstandes für das Jahr 1956/57.	469
B. 73. Ordentliche Generalversammlung: Sonntag, den 22. September 1957	476
Geschäftliche Sitzung	476
Wissenschaftliche Sitzung. Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG. . . .	476
1. RUDOLF TRÜMPY: Demonstration von Fossilien aus dem Verrucano des Glarner Freiberges. (Titel)	476
2. FRANZ HOFMANN: Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. (Hinweis auf S. 289 dieses Heftes)	477
3. FRANZ HOFMANN: Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr NW St. Gallen. Mit 1 Figur und 2 Tabellen im Text	477

Eclogae geologicae Helvetiae	Vol. 50	N° 2	Seiten 239–605 18 Tafeln
------------------------------	---------	------	-----------------------------

BIRKHÄUSER VERLAG BASEL • BIRKHÄUSER, ÉDITEUR, BÂLE

4. NICOLAS OULIANOFF: La zone du Carbonifère entre Isérables et Bramois (Vallée du Rhône). Avec 1 figure dans le texte	48
5. EUGÈNE WEGMANN et JEAN-PAUL SCHAEER: Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. Avec 3 figures dans le texte	49
6. ADRIEN JAYET: Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvio-glaciaires. Avec 5 figures dans le texte	49
17. WERNER D. BRÜCKNER, ARNOLD HEIM, ERNST RITTER, RUDOLF STAUB und RUDOLF TRÜMPY: Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen	50
18. Compte rendu de la Société paléontologique suisse. 36 ^e Assemblée annuelle	
Dimanche, le 22 septembre 1957 à Neuchâtel	52
A. Rapport du Comité pour l'année 1956/57	52
B. Geschäftliche Sitzung	52
C. Wissenschaftlicher Teil	53
1. RENÉ HERB: Zur Fauna des Trigonodusdolomits im nördlichen Kanton Aargau. Mit 2 Tafeln (I und II).	53
2. ADRIEN JAYET: Les faunules malacologiques du Néolithique d'Auvergnier (Neuchâtel, Suisse). Avec 1 tableau et 1 figure dans le texte	54
3. RUDOLF TRÜMPY: Ein Fund von <i>Halicyne</i> (Crustacea incertae sedis) im mittleren Muschelkalk des Wutachtals. Mit 2 Textfiguren	54
4. ALICE SCHNORF-STEINER: Stromatopores crétacés de la région cantabrique. Avec 10 figures dans le texte	55
5. FRÉD.-ED. KOPY: Les Lagopèdes de la station magdalénienne de La Vache dans les Pyrénées. Avec 2 figures dans le texte	56
6. FRITZ LIEB: Die Ammonitenhorizonte des Aalénien und unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Baselbietes und des Aargaus. 2. Der Fazieswechsel der Murchisonaeschichten zwischen Ormalingen (Baselland) und Wegenstetten (Aargau). Mit 1 Textfigur	56
7. HEINRICH BRÄM: <i>Ptychogaster wischbergense</i> n. nom. für <i>Ptychogaster reinachi</i> BRÄM, 1952	58
8. PAUL BRÖNNIMANN: Morphology and stratigraphic significance of <i>Pseudorbitoides israelskyi</i> VAUGHAN & COLE. With 2 plates (I and II) and 11 text-figures	58
9. ROLF F. RUTSCH: Aufruf zur Mitarbeit in der «Union Paléontologique Internationale»	60

Der alphabetische Autorenindex für Vol. 50 (Hefte Nr. 1 und 2) findet sich am Schluss dieses Heftes. – L'index alphabétique du Vol. 50 (fascicules n^{os} 1 et 2), par noms d'auteurs, se trouve à la fin de ce fascicule.

Mitteilung über die Lieferung der Eclogae in gebundenen Exemplaren.

Seit 1951 gelangen die Eclogae entweder broschiert oder gebunden zum Versand. Der schöne und solide Einband in weinrotem Kunstleder hat sich gut bewährt und sieht mit der Goldprägung auf dem Deckel und auf dem Rücken gediegen aus. Der Mehrpreis für das Einbinden beträgt Fr. 2.90 pro Heft und wird durch den Kassier unserer Gesellschaft zusammen mit dem Jahresbeitrag erhoben. Ein Umtausch broschierter Hefte gegen gebundene ist nicht möglich, da unsere Druckfirma Birkhäuser AG. nur so viele Hefte einbindet, als Bestellungen vorliegen. Bestellungen für den künftigen Bezug von gebundenen Heften sind zu richten an den Kassier der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, Herrn Dr. E. Witzig, Kometsträsschen 36, Schaffhausen.

Avis concernant la livraison des Eclogae en fascicules reliés.

Depuis 1951 les Eclogae sont livrés sous deux formes: en fascicules brochés ou reliés. Le reliure en cuir artificiel de couleur rouge-vin est très solide et les lettres d'or sur le dos et la couverture lui donnent une belle présentation. Le supplément pour la reliure est de fr. 2.90 par fascicule; il est prélevé par le caissier de notre société en même temps que la cotisation annuelle. Il n'est pas possible d'échanger des fascicules brochés contre des fascicules reliés car l'imprimerie Birkhäuser S.A. ne relie que le nombre commandé de fascicules. Prière d'en adresser la commande au caissier de la Société Géologique Suisse, M. le Dr^e E. Witzig, Kometsträsschen 36, Schaffhouse.

Vorstand der Gesellschaft – Comité de la Société

im Vorstand
seit

ERNST RITTER, Präsident - <i>président</i>	1953
HÉLI BADOUX, Vizepräsident - <i>vice-président</i>	1953
RUDOLF TRÜMPY, Sekretär - <i>secrétaire</i>	1956
WALTHER K. NABHOLZ, Redaktor der <i>Eclogae</i> - <i>rédacteur des Eclogae</i>	1947
EMIL WITZIG, Kassier - <i>trésorier</i>	1956
ALBERT STRECKEISEN, Beisitzer - <i>assesseur</i>	1956
LOUIS PUGIN, Beisitzer - <i>assesseur</i>	1957

HANS SUTER, Archivar - *archiviste*

Zuschriften sind zu richten:

Prière de s'adresser:

Für *Anmeldungen* zur Mitgliedschaft und für Mitteilungen, welche die *Schweiz. Geologische Gesellschaft* im allgemeinen betreffen, an:

Pour les *inscriptions* et les affaires concernant la *Société Géologique Suisse* en général, à:

Dr. E. RITTER, Niklaus-von-Flüe-Strasse 19, Basel

Für *Adressänderungen* und Mitteilungen betreffs *Zusendung der Eclogae*, ferner für Bestellung der *Eclogae* in gebundenen Exemplaren, an:

Pour les *changements d'adresse*, les affaires touchant l'*expédition des Eclogae* et les commandes pour la livraison des *Eclogae* en fascicules reliés, à:

Dr. E. WITZIG, Kometsträsschen 36, Schaffhausen

Für alle Angelegenheiten, welche die *Redaktion der Eclogae* betreffen, an:

Pour les affaires touchant la *réduction des Eclogae*, à:

Prof. Dr. W. NABHOLZ, Geologisches Institut der Universität, Sahlistrasse 6, Bern

Mitgliederbeiträge

Cotisations

In der Hauptversammlung vom 22. September 1957 wurde der Jahresbeitrag auf *Fr. 24.-* festgesetzt und die Gebühr für lebenslängliche Mitgliedschaft auf *Fr. 540.-*. Einzahlungen und diesbezügliche Mitteilungen sind zu richten an den Kassier:

L'assemblée générale, dans sa séance du 22 septembre 1957, a fixé la cotisation annuelle à *fr. 24.-* et pour les membres à vie une cotisation unique de *fr. 540.-*. Prière de s'adresser pour les cotisations au caissier:

Dr. E. WITZIG, Kometsträsschen 36, Schaffhausen

Postscheckkonto der Schweiz. Geol. Gesellschaft:

Compte de chèques postaux de la Soc. Géol. Suisse:

VIII 17 174, Zürich

Aus den Statuten – Extrait des statuts

Art. 8. Zu Beginn eines jeden Jahres erhalten die Mitglieder eine Aufforderung des Kassiers zur Entrichtung des Jahresbeitrages. Die Einzahlungen haben an den Kassier in Schweizerwährung zu erfolgen.

Art. 8. Au début de chaque année les membres reçoivent du trésorier une invitation à s'acquitter de la cotisation. Le règlement doit en être effectué en argent suisse, en main du trésorier.

Art. 9. Persönliche Mitglieder erwerben die lebenslängliche Mitgliedschaft durch eine einmalige Ablosung, welche durch die ordentliche Generalversammlung festgesetzt wird.

Art. 9. Les membres personnels peuvent devenir membres à vie par un unique rachat d'un montant fixé par l'Assemblée générale ordinaire.

Art. 11. Mitglieder, welche während zwei aufeinanderfolgenden Jahren ihre Beiträge nicht bezahlt haben und der mit eingeschriebenem Brief an sie gerichteten Zahlungsaufforderung nicht nachkommen, werden als ausgetreten betrachtet.

Art. 11. Le membre qui n'a pas payé sa cotisation pendant deux années consécutives, et qui n'a pas donné suite à une demande de paiement recommandée, est considéré comme démissionnaire.

Statuten der Schweiz. Geol. Gesellschaft (S.G.G.):
siehe *Eclogae* Vol. 49/2 (1956), Seite 703.

Statuts de la Soc. Géol. Suisse (S.G.S.):
voir *Eclogae* Vol. 49/2 (1956), page 703.

Druckreglement für die *Eclogae*:
siehe *Eclogae* Vol. 48/2 (1955), Seite 573.

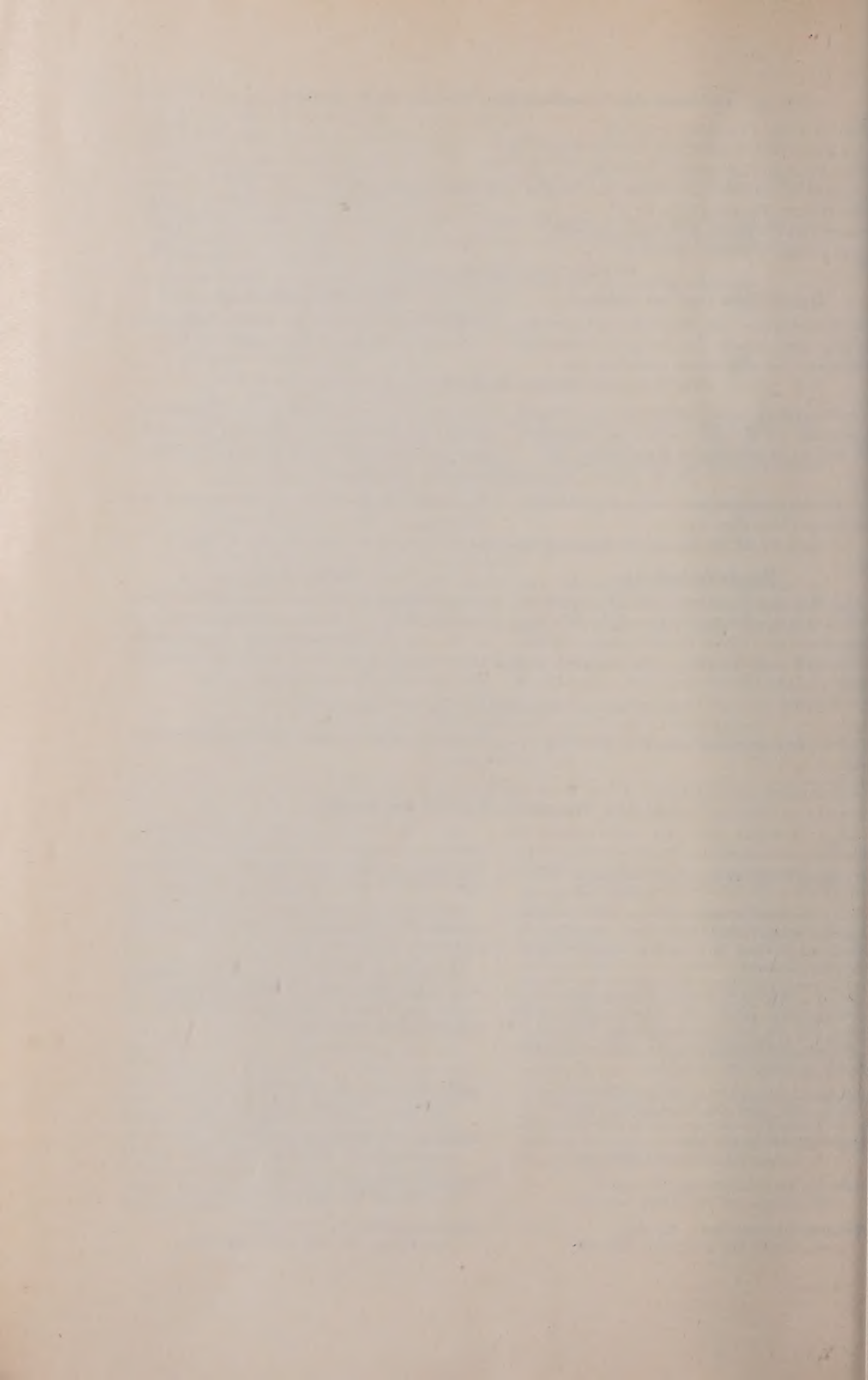
Règlement d'impression des *Eclogae*:
voir *Eclogae* Vol. 48/2 (1955), page 581.

Preise der Veröffentlichungen der S.G.G.:
siehe *Eclogae* Vol. 49/2 (1956), Seite 711.

Prix des publications de la S.G.S.:
voir *Eclogae* Vol. 49/2 (1956), page 711.

Mitgliederverzeichnis (auf 1. Mai 1956):
siehe *Eclogae* Vol. 48/2 (1955), Seite 589.

Liste des membres (au 1^{er} mai 1956):
voir *Eclogae* Vol. 48/2 (1955), page 589.



ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen
sind die Autoren allein verantwortlich. *Redaktion*

Les auteurs seuls sont responsables du contenu
du texte et des illustrations. *La rédaction*

Laterite and Bauxite Profiles of West Africa as an Index of Rhythmical Climatic Variations in the Tropical Belt¹⁾

With an appendix on the chief factors involved in the formation, and the preservation, of laterite and bauxite

By **Werner D. Brückner**

University College of Ghana

With 3 figures and 2 tables

Summary

Studies of lateritic and bauxitic deposits made in Ghana and in western Senegal have revealed that the same sequence of events is responsible in each case for their formation. This sequence has three characteristic stages:

- a) Physical disintegration of the bed rock, leading to the formation of a stone layer.
- b) Chemical decomposition of the stone layer and the underlying bed rock, accompanied normally by accumulation of a sandy horizon above the stone layer.
- c) Eluviation and partial erosion of the sandy horizon, the stone layer, and the rotten portion of the bed rock, accompanied by cementation of the remainder by ferruginous or aluminous matter, leading to the formation of a crust.

Stage (a) represents a time of arid climatic conditions, stage (b) a time of warm humid conditions, and stage (c) a period of desiccation. The sequence therefore corresponds to a climatic cycle.

A number of these cycles have been found to follow one another rhythmically, two in the Eocene bauxites, and three others in the Quaternary lateritic profiles.

Introduction

It is now generally accepted that the iron- and aluminium-rich formations known respectively as 'laterite' and 'bauxite' are two varieties of terrestrial residual deposit formed by weathering processes in the tropical belt. Various definitions have, however, been given to these formations by different workers. Some have stressed differences in composition or structure, others differences in the parent rock, and still others differences in details of their mode of formation. In this paper they are considered on the basis of composition, which is in keeping with the common usage of these terms in West Africa. Thus 'bauxite' is applied

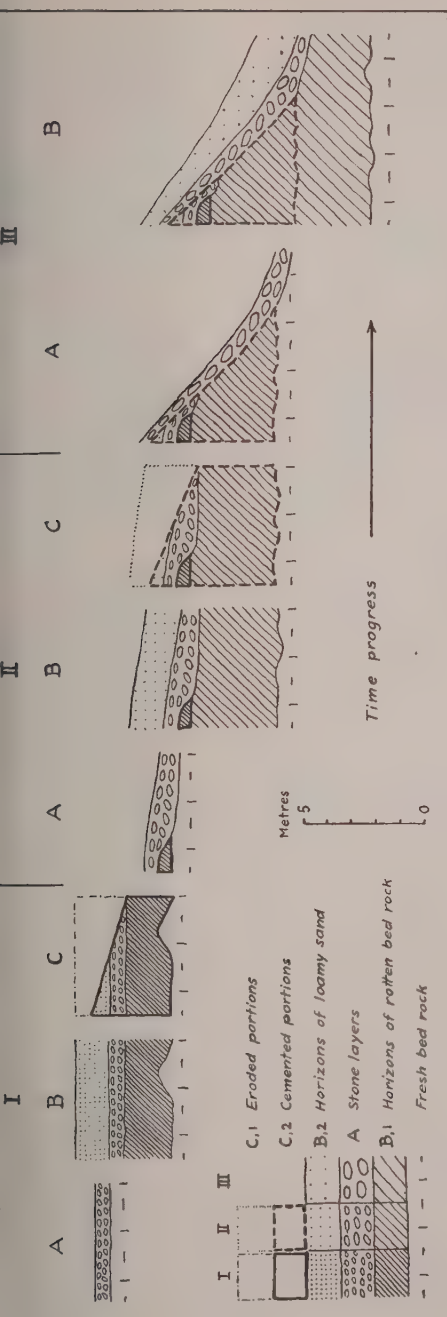
¹⁾ This paper is a revised and enlarged version of a communication delivered at the XXth International Geological Congress, Mexico City, September, 1956. Only the abstract of the original communication has been published in the proceedings of the congress.

to residual deposits rich in aluminium and with low silicon and low to moderate iron contents, and 'laterite' to markedly ferruginous and normally quartz-rich weathering products. The condition usually postulated for both bauxite and laterite, that the aluminium be present predominantly as hydrated oxide, is fulfilled only by some of the cases described here. The chemical and mineralogical characters of bauxites and laterites are, however, hardly dealt with in this paper where the main emphasis is on megascopic features.



Fig. 1. Sketch maps of West Africa (A), of western Senegal (B), and southern Ghana (C).

The writer's studies of West African lateritic and bauxitic formations were principally made in Ghana, i. e. in the central portion of West Africa between 5° and 11° N latitude. In order to test the validity of his conclusions, the writer also visited western Senegal, i. e. the westernmost portion of West Africa at about 15° N latitude (see Fig. 1, map A). In the latter region he was accompanied and led, by Dr. F. TESSIER of the University of Dakar. In both these countries a lateritic and a bauxitic formation can be distinguished. The former consists of a nearly continuous superficial mantle and is comparatively young. The latter is preserved as remnants that underlie either the young lateritic blanket or locally pre-lateritic continental deposits; it is, therefore, comparatively old. The profile and genesis of these two formations will now be discussed, using as evidence only those compositional, structural, and textural features that were observed in the field and in hand specimens.



The young lateritic mantle

In an earlier paper (W. BRÜCKNER, 1955), the writer dealt with the profile of the young lateritic mantle in Ghana and its cyclic development under changing climatic conditions. Subsequent studies of the lateritic mantle profile in western Senegal have shown that no fundamental differences from the Ghana profile exist in that country. It suffices here, therefore, to give a synopsis of the results obtained in Ghana, as they seem to be generally applicable in West Africa. Readers interested in the details are referred to the earlier paper.

Figure 2, which is a schematized reconstruction based on the study of a large number of profiles, shows the essential steps in the development of the young lateritic mantle up to its present-day state (see also Table 1). This story comprises three 'cycles of lateritization', two completed and one still in progress. The sequence of events in any of these cycles can be subdivided into three fundamentally different stages, as follows:

Stage A: Physical disintegration of any formation outcropping at the land surface, accompanied by removal of the fine-grained particles and concentration of the coarser ones, results in the formation of a stone layer.

Fig. 2. Development of the young lateritic mantle in Ghana. I, II, III — Cycles of lateritization, A, B, 1, B, 2, C, 1, C, 2 = Stages of development in the cycles (see text). The thicknesses shown are roughly estimated average values.

Stage B: Two processes take place simultaneously:

1. Intensive chemical decomposition affects the stone layer and the formations underlying it, so that a layer of rotten material is formed that grows downwards, while
2. a sandy to loamy layer is built-up mechanically above the stone layer. Initially this is probably due to wind transport, but subsequently the activity of soil animals is responsible. The termites in particular carry sand and clay particles from the rotting layer below to the surface where they later become spread out by rainwash.

Stage C: Here again, two processes occur at the same time:

1. Portions of the layers formed during the stages A and B are removed mechanically by eluviation and erosion, while
2. the remainder becomes cemented chemically, chiefly by the iron oxides present²⁾. Initially, concretions (and locally hardpans) form under the surface, then a partial to complete impregnation takes place, the top portion of the profile becoming a hard ferruginous crust, which may include pisolites formed at the very surface. With increasing cementation (C, 2) the eluviation and erosion (C, 1) become less and less effective.

Since the processes responsible for each of these stages give way gradually to those of the following stage, no sharp limits exist between the stages.

The various layers and other significant features of the young lateritic mantle that provide evidence for its cyclic development are listed in Table 1, quoting the names and numbers introduced in the writer's earlier paper³⁾ (W. BRÜCKNER 1955, pp. 308-316).

It is evident that climatic changes must be invoked in order to explain the successive formation of such different layers and features during any one cycle of lateritization. The following climatic interpretation was given:

Stage A: The stone layers are desert pavements that formed during arid periods. This conclusion is supported by the discovery of wind-polish on many of the stone layer constituents.

Stage B: The layers of rotten rock (B, 1) indicate periods of warm humid climate (the only type of climate that allows such intensive chemical weathering).

Humidity sufficient to support a closed forest (or thicket) cover is also required for the growth of the sandy to loamy layers (B, 2) as it can be seen today that the youngest loamy sand is undergoing removal wherever the forest (or thicket) cover has recently disappeared.

²⁾ Siliceous and aluminous matter can also take part in this cementation; the migration of these latter substances in the lateritic profiles has, however, not yet been studied in detail.

³⁾ Since this earlier paper was written, some additional information has been gained, particularly on the first-cycle laterite whose relics can now be interpreted with more certainty than two years ago. The only, and possibly arbitrary, change of interpretation introduced here concerns the ferruginous concretions of the second and third cycles, which are now placed in stage C instead of stage B.

Stage C: The fact just mentioned is evidence that the eluviation and erosion (C, 1) were a consequence of the desiccation that caused the forests (or thickets) to dwindle. The same desiccation seems to have brought about the ferruginous cementation (C, 2) by alternating small-scale solution and precipitation⁴).

Table 1: Main features of the young lateritic mantle of Ghana, in chronological order of development (oldest features at bottom; features 1 and 2 of stages B and C respectively have developed more or less simultaneously)

Cycle	Stage	Features
III	C*)	2 'Soft limonitic concretions' and occasional ferruginous encrustations
		1 'Top layer (9), sandy type' (= eluviated 'Upper loamy sand (8)')
	B	2 'Upper loamy sand (8)'
		1 'Lower layer of rotten rock (2a)'
	A	'Upper stone layer (7)'
II	C	2 'Limonitic crust (6)' with 'rootlike extensions' and 'limonitic pisolites'; 'Hard limonitic concretions'
		1 'Lower stone layer (5)' (= eluviated horizons (4), (3), and (2b))
	B	2 'Lower loamy sand (4)'
		1 'Upper layer of rotten rock (2b)'
	A	'Breccia (3)'
I	C	2 Thorough ferruginization of the material representing stages B and A of this cycle; 'Compact limonite free of inclusions' in 'stringers' in situ and in loose pieces**)
		1 No evidence preserved
	B	2 'Evenly distributed grains of quartz sand' included in pieces of 'Compact limonite'
		1 Rotten bed rock material included in 'stringers of compact limonite' and in pieces derived therefrom
	A	'Rock and vein quartz fragments' included in pieces of 'Compact limonite'

*) Initial phase only.

**) The inclusion-free material seems to have been the very 'epidermis' of the first-cycle laterite crust. In Ghana it has been found only in the southern part of the country, but it has furthermore been observed in the southern Ivory Coast and on the Conakry Peninsula in French Guinea.

⁴) This latter process, although greatly favoured by semi-arid conditions, is not entirely restricted to them. It can likewise occur under humid and under arid climates, provided that the concentration of iron oxides in the uppermost mantle layers has already been high previously, and that the latter are temporarily drying out, or getting wetted, respectively.

Lateritization as observed in the young mantle rock of West Africa is, therefore, not a process that takes place under one and the same tropical or equatorial climate. It requires a specific sequence of climatic changes comprising (A) an arid stage, (B) a warm humid stage, and (C) a predominantly semi-arid stage of desiccation. Of these three stages, the latter two are essential for the formation of laterite (deep chemical rotting followed by ferruginous cementation⁵); the first stage has a purely preparatory significance (planation and freshening-up of the land surface).

The succession of three major cycles of lateritization in the young mantle rock of West Africa is thus evidence for three major climatic cycles⁶) in this part of the world. These climatic changes most likely correspond to the alternations of major pluvials and interpluvials known from Central and Eastern Africa which have, in turn, been correlated with the major glacial and interglacial periods of the northern hemisphere. This seems justification for placing the whole of the young lateritic mantle of West Africa in the Quaternary period (see also W. BRÜCKNER 1955, pp. 324–326).

The bauxite remnants

Ghana

The bauxite remnants of Ghana⁷) (see W. G. G. COOPER, 1936) occur on the summits of flat-topped, more or less isolated hills, several hundred metres higher than the general level of the land surface. All occurrences are situated in the forest-covered south-western part of the country, and they are, therefore, poorly exposed and hardly accessible. At two places, however, where the ore has been quarried, the bauxite profile can be studied easily (see Fig. 1, map C). The first of these is on 'Kanaiyerebo Hill', a summit of the 'Affoh' or 'Sefwi Bekwai' group of hills (about 550 metres above sea level). It lies north of the town of Awase, about 165 kilometres NNW of Takoradi, and about 90 kilometres SW of Kumasi. The second quarry is on 'Mount Ejuanema', a remarkable summit on the southern edge of the 'Kwahu' plateau (about 850 metres above sea level). This hill lies north of the town of Nkawkaw, about 130 kilometres NW of Accra, and about 100 kilometres E of Kumasi.

On Kanaiyerebo Hill (see Fig. 3) the bauxite deposit overlies steeply dipping phyllites and slates, including manganiferous layers, belonging to the Birrimian.

⁵) Although a sufficient amount of conclusive data is not yet available, the writer believes that the removal of free silica as well as the break-down of hydrated aluminium silicates to hydrated oxides plus colloidal silica, a process representing for most writers a very essential step of lateritization, does not normally take place during the humid stage, but only, or at least predominantly, during the subsequent stage of desiccation. If this is true, the duration of stage C determines the degree of desilicification.

⁶) Subordinate climatic variations have certainly also occurred; investigations into this problem are being carried out at present, and they already reveal that the youngest lateritic cycle as defined in this and the writer's earlier paper comprises two or three sub-cycles, and that the horizons (7) to (9) attributed in Table 1 to the whole cycle represent in many places only sub-cycle.

⁷) Unlike the 'special' bauxites of Senegal, which are discussed below, the Ghana bauxites are of the 'ordinary' kind, their aluminium being present as hydrated oxide.

series (Pre-Cambrian), and in the quarry studied it has an average thickness of 15–20 metres. The greater part of the deposit consists of a moderately hard and porous, yellow to red-coloured mass of bauxite in which the structure of the parent rock has been preserved with many of its details. Below it is a zone of soft whitish highly weathered rock, so-called 'lithomarge', which according to W. G. G. COOPER (1936, p. 14) has a "composition... similar to that of kaolin". Locally large 'pinacles' of this lithomarge extend upwards into the bauxitized mass, and portions of it have a nearly lenticular character. The fresh bed rock is not exposed.

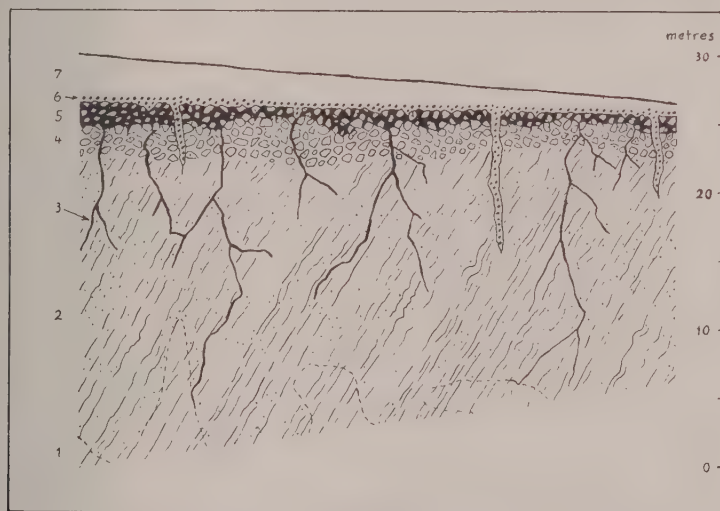


Fig. 3. Schematized profile of the bauxite quarry on Kanaiyerebo Hill.

1: Altered bed rock, kaolinitic ('lithomarge'); 2: Altered bed rock, bauxitic; 3: Ferruginized bands in 2 and 4; 4: Breccious crust, lower part with bauxitic cement; 5: Breccious crust, upper part with ferruginous cement; 6: Rubble layer; 7: Red sandy loam.

Cyclic interpretation: Eocene: Bulk of fragments in 4 = older bauxite cycle, 2 and cement of 4 = younger bauxite cycle; Quaternary: 3 = relics of first (oldest) laterite cycle, 5 = second laterite cycle, 1, 6, and 7 = third (youngest) laterite cycle.

Above the main bauxite mass is a layer about 4 metres thick which can be distinguished from it by its more massive, and breccious, crusty character. The lower part of this layer, which is the thicker portion, is composed of bauxitic and are ferruginous fragments embedded in a bauxite matrix; the composition of this part will be discussed in more detail below.

The upper part of the crusty layer is firmly but irregularly joined to the lower bauxite part and consists predominantly of limonite-overcoated fragments derived from it; fragments of vein quartz and quartz sand from a non-bauxitized source are also present, and all constituents are cemented together by hard limonitic matter in which irregular-shaped cavities are frequent. This ferruginous top crust is overlain by loose rubble some decimetres thick that has been formed by partial break-down of the top crust. Similar material also fills some deep crevices in the

bauxite, the walls of which are limonite-coated. Finally, above the rubble, there is a red sandy loam with a thickness of up to 3 metres.

Irregular black bands, which may be a few decimetres thick, occur predominantly in the upper part of the profile, although not above the lower, bauxitic part of the breccious crust; they represent fully ferruginized portions of the bauxite.

The formations mentioned in the last two paragraphs can be identified as parts of the Quaternary lateritic mantle (see Table 1): The red sandy loam is the 'Upper loamy sand (8)', and the rubbly material above the bauxite and in its crevices is the 'Upper stone layer (7)' of the youngest laterite cycle. The limonite-cemented top portion of the crusty layer below the rubble represents the second-cycle laterite crust (6), and the ferruginized bands in the bauxite are 'stringers of compact limonite' formed during the first cycle. The bauxite deposit on Kanaiyerebo Hill is, therefore, older than the lateritic mantle.

The bauxite on Mount Ejuanema (see also A. E. KRITSON, 1925) overlies dark grey, nearly horizontally-bedded shales which belong to the upper part of the Voltaian series (Ordovician?). The deposit varies in thickness between about 6 and 9 metres. At the site of the quarry the higher figure applies as some 6 metres of bauxite are exposed in the quarry face and the remainder in a shaft sunk into its floor.

The whole deposit is more or less strongly disintegrated into bauxite fragments ranging from large massive blocks to fine rubble. The former predominate in the upper and the latter in the lower part of the profile. The fragments are generally hard, angular to somewhat rounded, and have irregular surfaces, that are covered in the upper part of the profile by hard, layered, ferruginous coatings. The interstices between the fragments are filled with unconsolidated red sandy loam, of similar character to the material composing a 'soil' layer which overlies the bauxite to a thickness at the quarry site of about 60 centimetres. The deposit in its present state can be correlated with the young lateritic mantle as follows: The red 'soil' layer represents the 'Upper loamy sand (8)', and the disintegrated bauxite mass below it the 'Upper stone layer (7)'; its extraordinary thickness at this place has resulted from the increased exposure to disintegration of the narrow summit. The ferruginous coatings on the bauxitic fragments are comparable with those observed in the limonite-cemented top-crust of the Kanaiyerebo Hill profile and can, therefore, be interpreted as remnants of the 'Limonitic crust (6)' of the second laterite cycle. The bauxite of all the fragments mentioned above was in existence before it became disintegrated and incorporated in the lateritic horizons mentioned, and it therefore seems reasonable to assume that the original age of this bauxite deposit is pre-lateritic and the same as that of the bauxite of Kanaiyerebo Hill, although no definite traces of the first laterite cycle have so far been discovered here (see also p. 250).

The examination of numerous bauxite specimens from Mount Ejuanema has revealed that the young disintegration has caused only moderate disorder and that the upper portion of the original bauxite profile can still be reconstructed satisfactorily. All specimens must have belonged to a breccious mass composed of bauxitic (and some ferruginous) fragments or bodies in a bauxitic matrix. This

breccia can be correlated with the crusty bauxitic breccia forming the upper part of the Kanaiyerebo profile. A zone of bauxitized bed rock in situ has not been found on Mount Ejuanema. In the bottom part of the test shaft mentioned above, fresh, or nearly fresh, shale is overlain along a clear boundary by some fractured and more or less transported highly rotten shale which latter material grades upwards directly into the disintegrated breccious bauxite. It is, however, probable that originally a zone of bauxitized shale in situ was present and that its absence in the quarry profile is a secondary feature due to the material from the upper breccious part of the bauxite having spread downslope faster than that of the lower part – thus overlapping it – when the bauxite mass became disintegrated in young lateritic times.

The similarity between the bauxite profile of Kanaiyerebo Hill and that of Mount Ejuanema becomes still more obvious when the composition of the bauxitic breccia is studied in detail.

The matrix of this horizon is partly hard and compact, but in part also of spongy to cellular texture, particularly on Kanaiyerebo Hill where its porosity is strongly reminiscent of that in the bauxitized bed rock below. When fresh, the matrix has a medium brown-red colour, but it becomes grey to whitish or yellow towards the larger pores as a result of secondary weathering. Towards the top of the profile the matrix becomes dark brown due to an increasing iron content.

The constituents included in this matrix have diameters ranging from fractions of a millimetre to several centimetres, and they possess angular to round shapes. Several kinds of constituent can be distinguished. There are fragments composed of very fine-grained compact and hard matter with and without 'inclusions' (see below). They are accompanied by fragments of fully altered bed rock which are also hard and compact (various types of phyllite on Kanaiyerebo Hill, shale on Mount Ejuanema). Both these types of fragment normally are of bauxitic, i. e. predominantly aluminous, composition and characterized by a moderately dark, red or brown-red colour, although many of them (particularly on Mount Ejuanema) have whitish outer zones that are evidently bleached and which are better developed around fragments in the upper part of the profile than in the lower; many of the smaller fragments in the upper part have therefore lost their red cores entirely. The decolourization of these fragments is independent of the bleaching observed in the enclosing matrix. Towards the top of the profile there are in addition black-coloured ferruginous fragments which texturally are of the same type as the two kinds of bauxitic fragments just described. In a few of the specimens examined they are accompanied by well-layered ferruginous pisolites with diameters of up to several millimetres. Some of the latter have bauxitic cores while others have pale outermost shells. A few of the ferruginous and bauxitic fragments are covered by secondary coatings of bauxitic matter.

In addition to all these compact constituents with clearly defined boundaries rather porous fragments of bauxitized bed rock are frequent on Kanaiyerebo Hill, particularly in the lower part of the breccia. These fragments look like the bauxitized rock in situ below the breccia; they have less clear outlines than the compact constituents and seem to merge with the surrounding matrix and to be partly penetrated by it. This suggests that they were bauxitized at the same time as

the matrix was formed, whereas the bauxitization of the compact constituent must have occurred previously.

The arrangement of the constituents within the matrix is variable. The predominant texture is that of a fine- to medium-grained breccia or breccious conglomerate, but portions where the texture is sandy to loamy or in which the matrix predominates are intercalated irregularly, particularly in the upper part of the profile.

It has already been stated that many of the bauxitic and ferruginous fragments of compact texture contain 'inclusions' in their fine-grained matrix. This is particularly a feature of the Mount Ejuanema material where the larger inclusions have been identified as fragments of altered shale⁸). Most of the smaller bodies probably consist of the same material, although their smallness has not allowed an exact determination. Some of these 'included' fragments have secondary bauxitic coatings. Small bauxitic pisolites composed of several concentric layers and fragments of such bodies also occur. These pisolites were observed more frequently in the upper part of the (Ejuanema) profile than in the lower. In some of the compact pieces with inclusions the texture is breccious, in others sandy to loamy. The compact pieces without visible inclusions seem to consist of matrix alone or of matrix cementing very fine-grained material. It appears therefore that the compact constituents of the bauxitic breccia are the fragments of an old crust of breccious to pisolitic texture.

Senegal

In the region of Thiès, a town some 60 kilometres E of Dakar (see Fig. 1, map B) there are bauxitic deposits of unusual composition. In his thesis, F. TESSIER (1953, vol. 1) gave a detailed account of these deposits, and up-to-date summaries have also been published in the explanatory notes to the geological maps of the region (F. TESSIER, 1954 a, b).

The bauxitic deposits of Thiès have developed at the expense of a gently dipping sedimentary series of Lower Lutetian age that is composed of marls, argillaceous limestones, and particularly of calcium phosphates. This latter material is present in several forms, the most conspicuous of which are poorly consolidated white chalk-like masses and fairly hard nodules (coprolites?). The presence of this phosphate material has resulted in the bauxite deposits consisting of hydrated phosphates of aluminium⁹) instead of the oxides that characterize 'ordinary' bauxites.

F. TESSIER discovered that these aluminium phosphates actually constitute two different formations, both of which are known under the name of 'latéritique phosphaté'. The first of them is restricted in its occurrence to the region directly underlain by the phosphate-rich facies of the Lower Lutetian series, as it has developed approximately in situ. The second formation consists of an unconsolidated breccious blanket that has formed from the first by partial disintegration and by gradual spreading of the fragments. It therefore covers a far wider area.

⁸) On Kanaïyerebo Hill several kinds of altered phyllite could be identified among the 'inclusions'.

⁹) According to L. CAPDECOMME (1953), the predominant minerals are augelite, crandallite and an unidentified 'phosphate X'; wavellite and turquois occur as accessories.

than the first. The profile of the bauxite formation 'in situ' is thus now incomplete, and its top portion can only be reconstructed by means of a study of its fragments in the 'derived' formation. F. TESSIER has shown that both these formations are older than the young lateritic mantle¹⁰).

The 'latéritoide phosphaté' in situ is well exposed in some quarries at Pallo, about 14 kilometres N of Thiès (Fig. 1, map B), and additional information on it has become available from numerous test shafts that were dug throughout the region. Of these exposures, the writer has seen the Pallo quarries Nos. 1 and 2, and material brought up from two of the test shafts.

The fresh bed rock is usually separated from the overlying aluminium phosphates by a band of 'argiles grasses', an argillaceous layer of more or less disturbed structure that has been formed from the bed rock by decalcification.

The main mass of the primary 'latéritoide phosphaté' is white to light grey, poorly consolidated and of more or less disturbed texture. Large parts of it are reminiscent of chalky calcium phosphate beds with nodules and these parts seem to be only moderately disturbed. Other parts are breccious, with fragments that must have belonged to beds of marl or argillaceous limestone intermingled with whole or broken nodular bodies in a chalky groundmass. The upper part of the profile in the back of Pallo quarry No. 1 has a loamy aspect, a few small still recognizable fragments lying in a matrix that has lost its original character very widely by the processes of alteration. More or less corroded quartz grains were observed throughout the profile; they are rare in the lower part and somewhat more frequent in the upper.

Locally this main mass is overlain along an irregularly indented boundary by a breccia cemented by a fairly hard grey matrix. The constituents embedded in it are fragments of the underlying formation.

This description shows that the mass of primary 'latéritoide phosphaté' does not, in reality, contain any portion that represents, *sensu stricto*, altered bed rock in situ. It has suffered collapse and disintegration to a variable degree before attaining its present form. The expression 'in situ' must therefore be interpreted here liberally in the sense of 'comparatively little disturbed or reworked'.

The secondary 'latéritoide phosphaté', i. e. the breccious blanket that overlies the mass 'in situ', was studied mainly in the large quarry of Lam-Lam, about 12 kilometres NNE of Thiès (see Fig. 1, map B); additional observations were made at Pallo as well as at one of the smaller occurrences NE of Popenouine. This formation chiefly consists of blocks and smaller fragments that must originally have been part of a breccious crust. Its matrix is yellowish to brown, becoming darker in the upper part of the profile due to an increased iron content. Although the matrix is, in general, compact it contains many irregular pores and holes some of which are reminiscent of the rootlike holes in the 'Limonitic crust (6)' of the young lateritic mantle. The fragments included in this groundmass are hard and compact (apart from some small cavities due to leaching). Most of them

¹⁰ In the quarry of Lam-Lam (see p. 252), a layer 4 to 6 metres thick of whitish, but irregularly iron-impregnated, loamy sand is still intercalated between the secondary 'latéritoide' and the Quaternary laterite crust.

are 'aluminous' and of grey, yellow, or brown colour, but some nearly black ferruginous fragments also occur. Both the aluminous and ferruginous fragments may have secondary coatings of predominantly aluminous substance. A fair number of these fragments contain 'inclusions' and look like bits derived from the breccia that was observed locally at the top of the latéritoïde mass 'in situ'. The fragments without 'inclusions' seem to consist of the matrix of this breccia alone. It can therefore be concluded that the breccia that composes the blocks of the blanket of secondary 'latéritoïde' includes the fragments of an older breccious crust.

The boundary between the fresh Lower Lutetian rocks and the primary 'latéritoïde phosphaté', which is marked by the band of 'argiles grasses', is highly irregular. F. TESSIER has pointed out that in some of the shafts there is an alternation of altered and fresh material and he therefore concluded that periods of continental weathering and marine sedimentation alternated in the area during the Lower Lutetian. To the writer, however, it seems more likely that the alternation of fresh and altered material is due to strong irregularity of one and the same 'front of weathering'. This irregularity can be compared with the pinnacle and-lens phenomena observed at the bottom of the Kanaïyerebo Hill bauxite deposit in Ghana (see p. 215), and it may have been accentuated by the development of karst phenomena in the limestone-bearing strata¹¹). The continental alteration would then have begun after the deposition of the marine series, i.e. not before the end of the Lower Lutetian. The profile of the bauxitic deposit must have been fully developed towards the end of the Upper Lutetian or at the beginning of the Upper Eocene, as sediments of these ages already include fragments derived from the iron-rich top crust of the bauxite (see F. TESSIER's discussion of the profile in the quarry of Lam-Lam, 1945b).

When the reconstructed or original bauxite profile of Thiès in Senegal and those of Ghana are compared with one another it becomes evident that in spite of some differences the same fundamental features have developed in both countries: The fresh bed rock is overlain by a zone of altered bed rock with moderately to hardly disturbed texture. The lower, argillaceous, portion of this weathered mass is sharply separated from its upper bauxitized portion. This latter is overlain by a bauxitic breccious crust that chiefly consists of the fragments of a reworked older, breccious bauxite crust. Both these crusts contain some ferruginized material. In view of these similarities it seems reasonable to assume that the bauxites of both countries were formed under the same circumstances and during the same period. In Senegal this has been determined as Middle to Upper Eocene.

Cyclic development of the bauxite profiles

When the three bauxite profiles that have been described are compared with the profile of the young lateritic mantle their similarity becomes obvious. Both the bauxite and the laterite are made up of portions of altered bed rock in situ, parts of stone layer aspect, portions of sandy to loamy character, and crustlike parts with pisolites and other overcoated constituents. An analysis of the mutual

¹¹) Collapse due to limestone solution is probably also widely responsible for the disturbed character of the primary 'latéritoïde phosphaté'.

(cycle)	Stage	CHANA	SENEGAL
II	C	'Porous' cementation of the stone layer (II, A) and the remnants of the sandy to loamy material (II, B, 2) by aluminous and some ferruginous matter (= younger bauxitic crust) Growth of aluminous coatings on some constituents of the stone layer (II, A)	
	1	Removal of most of the sandy to loamy material (II, B, 2).	No evidence discovered.
	2	Surficial accumulation of sandy to loamy material (as preserved locally in the younger bauxitic crust).	No evidence discovered.
	B	Chemical alteration of the fresh bed rock below, and its fragments in, the stone layer (II, A). Leaching of iron oxides from the outer seams and shells of the stone layer constituents derived from the older crust (I, C, 2).	Chemical alteration of the bed rock below the stone layer (II, A) with formation of the main mass of primary 'laté-ritoïde phosphate'.
	A	Physical disintegration of the older ferruginous and aluminous crust (I, C, 2) and, on Kanaïyerebo Hill, part of the fresh bed rock below, with formation of a stone layer (preserved as fragments in the younger bauxitic crust). Removal by erosion of most of the ferruginous material	
C	2**)	'Compact' cementation of the profile so far developed; top portion ferruginous, remainder aluminous (older bauxite crust). Growth of ferruginous and aluminous 'pisolites' and of aluminous coatings on some of the 'inclusions'	
	1	Removal of most of the sandy to loamy material (I, B, 2).	Partial removal of the 'loamy' layer (I, B, 2) and the material altered during stage I, B.
I	2	Surficial accumulation of sandy to loamy material (represented by the fine-grained 'inclusions' in the 'compact' fragments of the older bauxitic crust).	Surficial accumulation of the upper, 'loamy', part of the primary 'latéritoïde phosphate'.
	1*)	Chemical alteration of the stone layer (I, A) and a portion of the underlying bed rock.	Chemical alteration of the 'breccious portions' (I, A), possibly also of a part of the bed rock below them.
A		Physical disintegration of the bed rock with formation of a stone layer (represented by the larger 'inclusions' in the 'compact' fragments of the older bauxitic crust).	Physical disintegration of the bed rock with formation of the breccious portions in the primary 'latéritoïde phosphate'.

*) See remark No. 1 on p. 252.

**) See remark No. 2 on p. 252.

relations between these features in the bauxite profiles reveals that their development can be explained by two cycles of events, or climatic changes respectively, of the same kind as those responsible for the formation of the young lateritic mantle (see pp. 211-214). This cyclic interpretation is shown in Table 2 where the same stage symbols as those given previously for laterite development are used. The table is self-explanatory, but a few additional remarks need to be made.

(1) In Ghana the zone of chemically altered rock that developed during the older bauxite cycle (I, B, 1) apparently became entirely broken up during the formation of the stone layer of the younger cycle (II, A). It is thus only represented by the compact bauxitized rock fragments of this horizon. The alteration responsible for the large porous mass of bauxitized bed rock in situ on Kanaiyerebo Hill, and for the porous bauxitized rock fragments in the stone layer (II, A) took place during stage B, 1 of the younger cycle. In the case of the Senegal bauxites, the writer's limited observations do not allow him to distinguish sharply between the stone layer I, A and the rock masses with collapse structure that weathered during stages I, B and II, B. The bulk of the preserved rotten zone was probably formed during the younger cycle, like that of Kanaiyerebo Hill in Ghana.

Neither the Ghana 'lithomarge' nor the 'argiles grasses' of Senegal, which do not contain hydrated aluminium oxides or phosphates but ordinary siliceous clay minerals, have been entered in Table 2, as they have in the writer's opinion resulted from a process of weathering younger than the bauxite development above them, most likely during the youngest Quaternary laterite cycle.

(2) Pisolites and crust fragments of ferruginous and of bauxitic composition occur side by side among the constituents of the second cycle stone layer (II, A). In Table 2 their formation is attributed to stage I, C, 2. As the pisolites have formed at the very surface, their shells being devoid of foreign material and as the encrustation has also been a process of surface or near-surface origin, it seems, however, improbable that the ferruginous crustal portions and pisolites have originated strictly at the same time as the bauxitic ones. It is more likely that three substages have to be assumed in the formation of the crust I, C, 2, substages that corresponded to a subordinate climatic oscillation between semi-arid and arid:

- Substage (a): Growth of ferruginous pisolites followed by ferruginous cementation (semi-arid);
- Substage (b): Disintegration of the ferruginous crust and removal by erosion of most of the ferruginized material (arid);
- Substage (c): Growth of aluminous pisolites and coatings, followed by aluminous cementation (semi-arid).

(3) The breccious blanket of the secondary 'latéritoïde phosphaté' in Senegal is evidence of a stage of disintegration post the formation of the younger bauxitic crust (II, C, 2). It was followed by a stage of accumulation that is represented by the layer of argillaceous sand intercalated in the Lam-Lam quarry (see p. 219 footnote 10) between the secondary 'latéritoïde phosphaté' and the Quaternary

erite; no signs of either contemporary chemical rotting or of a crust formed after the stage of this accumulation have been observed by the writer. These 'intermediate' formations therefore do not represent a full laterite (or bauxite) cycle as only the stages A and B, 2 have developed. In Ghana no pre-lateritic layers are preserved above the bauxite remnants, unless the quartz fragments and nodules embedded in the laterite are taken as such.

Palaeoclimatological results and hypotheses

It has been shown in the preceding sections of this paper that the development of the West African lateritic and bauxitic formations was governed by a specific sequence of events which can be interpreted as the result of a series of climatic cycles each comprising an arid, a warm humid, and a semi-arid stage. Five cycles of this kind have been distinguished; two successive ones determined the formation of the Eocene bauxites, and three successive ones the development of the Quaternary lateritic mantle. Between these two groups of cycles a sixth, but incomplete, cycle is preserved in Senegal.

In addition to the similarities exhibited by these cycles certain differences must also be emphasized. There exist, on the one hand, moderate regional differences between one and the same cycle, features related to aridity being somewhat more conspicuous in the north, and properties related to humid conditions in the south. There also exist, on the other hand, marked differences between the individual cycles, demonstrated e. g. by a different degree of chemical rotting or of desilicification, by a different composition of the cementing matter, or by a different degree of cementation. These latter differences can be explained as due to one or other of the following causes, or their combined effect: (1) different duration of the cycles, (2) different relative duration of the three stages within different cycles, and (3) different amplitude of the climatic changes within different cycles.

To conclude, three working hypotheses for future research are given:

(1) It seems reasonable to assume that climatic cycles like those discussed above have governed the formation of the laterites and bauxites of any region and of any age.

(2) It seems likely that in the tropical belt climatic oscillations of the order discussed above have taken place generally; in the times during which neither laterite nor bauxite were formed the oscillations may have been represented by modifications of so dry a climate that physical disintegration and mechanical transport governed in the terrestrial environment without interruption.

(3) A continuous succession of somewhat irregular climatic cycles (with subordinate oscillations) is not only being invoked here in order to explain the genesis of the terrestrial laterites and bauxites, but it has also been held responsible for the cycles (and subordinate rhythms) that characterize the epicontinental marine carbon-limestone series of the earth (W. BRÜCKNER, 1951, 1953). It might therefore be possible to correlate terrestrial and marine deposits of these kinds assuming that the climatic variations which caused their cycles were contemporaneous at least within the tropical belt.

Acknowledgements

First of all, the writer wishes to express his gratitude to Dr. F. TESSIER of the University of Dakar for his excellent organisation of the excursions in western Senegal, as well as for his most stimulating interest in the problems studied. The writer is also very grateful to Mr. J. HUNTER, General Manager of the British Aluminium Company Ltd. in Ghana, for the permission to study the bauxite deposit on Kanaiyerebo Hill. His thanks are furthermore extended to Prof. W. J. McCALLIEN, Mr. M. M. ANDERSON, Dr. K. BURKE and Mr. A. SMIT, of the Geological Department of the University College of Ghana, who all have helped in one way or other to develop the ideas laid out in this paper. Mr. ANDERSON also had the kindness to read its original version at the XXth International Geological Congress in Mexico and to assist the writer with the final edition of the text. Finally, the financial assistance given by the University College of Ghana to cover the travelling expenses is gratefully acknowledged.

References

Within the limited space available it is not possible to give a complete record or even a fair selection, of all the papers dealing with the laterites and bauxites of West Africa, or with the genesis of such formations in general. The following list of references contains only the few works mentioned in the text. The writer feels however, indebted to a large number of authors whose papers have helped him either with detailed data, or with general considerations, to develop his own interpretation.

- BRÜCKNER, W. (1951): *Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen*. Geol. Rdsch. 39, pp. 196–212.
 — (1953): *Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past*. J. Sed. Petr., 23, pp. 235–237.
 — (1955): *The mantle rock ('laterite') of the Gold Coast and its origin*. Geol. Rdsch. 43, pp. 307–327.
 CAPDECOMME, L. (1953): *Etude minéralogique des gîtes de phosphates alumineux de la région de Thiès (Sénégal)*. C. R. 19th Int. Geol. Congr. Algiers, sect. 11, pp. 103–117.
 COOPER, W. G. G. (1936): *The bauxite deposits of the Gold Coast*. Gold Coast Geol. Surv. Bull. 1.
 Gold Coast Geological Survey (1955): *Geological map of the Gold Coast and Togoland under British trusteeship*. Accra.
 KITSON, A. E. (1925): *Outlines of the mineral and water-power resources of the Gold Coast, British West Africa, with hints on prospecting*. Gold Coast Geol. Surv. Bull. 1.
 TESSIER, F. (1952): *Contributions à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie Ouest du Sénégal (Crétacé et Tertiaire)*. Thèse Marseille, Dakar, 2 vols.
 — (1954a): *Notice explicative sur la feuille Dakar-Est*. Carte géol. de l'A.O.F., 1:200,000. Dakar.
 — (1954b): *Notice explicative sur la feuille Thiès-Ouest*. Carte géol. de l'A.O.F., 1:200,000. Dakar.

Appendix

The chief factors involved in the formation, and the preservation, of laterite and bauxite

After the writer's paper had been read at the XXth International Geological Congress in Mexico, several significant questions were asked¹²⁾ which may be summarized as follows:

1) Is laterite or bauxite formation dependent on the nature of the parent rock?

¹²⁾ By Y. BENTOR, M. A. BESSON, A. J. TERRONES, and V. A. ZANS.

2) Can different bauxite and laterite horizons be recognized from their topographical elevation?

These questions can best be answered by a consideration, based on the writer's findings, of the factors involved in (a) the formation, and (b) the preservation of laterite or bauxite.

(a) Factors controlling the formation of laterite or bauxite.

These factors are in order of importance: climate, time, nature of bed rock, and relief. The first two may be regarded as regional factors and the last two as local factors.

. Regional factors:

1) Climate: A climatic cycle involving three stages – arid, humid, semi-arid – of which the last two are essential, is the prime factor in laterite and bauxite formation. These residual deposits therefore develop as surficial blankets throughout the region or belt concerned and consequently on any kind of bed rock.

2) Time: The relative duration of each of the stages within any such climatic cycle, and particularly of the semi-arid stage, determines the individual character of the lateritic or bauxitic blanket developed. Thus a prolonged humid stage favours deep chemical rotting, while it appears that a comparatively short semi-arid stage results in the formation of (silica-rich) ferruginous laterite, and an extended very gradual desiccation the formation of (silica-free) bauxite (see p. 244, footnote 5).

. Local factors:

1) Nature of bed rock: Local differences in the bed rock are responsible for variations in the composition and thickness of lateritic or bauxitic blankets. Thus an iron-rich bed rock (e. g. a basic igneous or metamorphic formation) will favour thick development of iron-rich laterite, and an aluminium-rich bed rock (e. g. shale, phyllite, syenite, or terra rossa) the formation of thick high-grade bauxite, provided that the regional climatic conditions are favourable for the development of either laterite or bauxite. Where the bed rock contains little iron or aluminium, only a thin lateritic, or bauxitic, crust can normally form.

2) Relief: This is a factor of minor importance in the formation of laterite or bauxite. Observations made on the distribution of the Quaternary lateritic mantle have clearly shown that they develop not only on surfaces of low gradient, but also on slopes of considerable steepness. At such places the zone of young rotten rock (2a), the Upper stone layer (7), and the Upper loamy sand (8), i. e. all the layers of the youngest laterite cycle, are nearly always present, although their thickness is usually less than when they are developed on flat surfaces. Remnants of the second-cycle limonitic crust (6) have also been observed locally (e. g. at Saltpond in Ghana) on slopes of up to 40° of gradient and their presence is evidence that ferruginous encrustation on steep slopes is also possible. The fact that laterite or bauxite crusts are usually missing on steeper slopes and in valleys is therefore to be explained by erosion subsequent to their formation; these relief portions are obviously far more vulnerable to the effects of rejuvenation than high flat ground.

(b) Factors controlling the preservation of laterite or bauxite.

The preservation of laterite or bauxite blankets is the result of events occurring after their formation. The chief factors to be considered here are sedimentation and denudation, and in the latter case the intensity of dissection and of weathering, and variation in the resistance of the bed rock to weathering are of importance.

I. Sedimentation:

Laterite or bauxite blankets are best protected from destruction when covered by younger deposits, which may be terrestrial or marine (occasionally also volcanic). Their preservation is, nevertheless, rarely complete, denudation usually intervening before a younger cover can provide full protection. In West Africa only terrestrial covers have been observed, usually consisting of partly or wholly developed bauxitic or lateritic blankets of younger cycles.

II. Denudation:

1) Intensity of dissection: Relief renewal due to rejuvenation is the most powerful enemy of surficial deposits such as bauxite and laterite. As there have been several major stages of rejuvenation in West Africa since Eocene times, it is not surprising that only a few bauxite-capped residuals of the Eocene land surface still exist. Remnants of the Quaternary first cycle laterite are more frequent, as the older Quaternary land surface is more extensively preserved than the Eocene surface. The remnants of the second cycle laterite crust occupy still larger areas, and the young third-cycle deposits which are developed on the actual land surface are present nearly everywhere.

The land surface of any of these periods included, of course, all the residuals of older surfaces that had not yet succumbed to denudation. This explains the superposition of two or more bauxitic and lateritic blankets on the older residual surfaces and the fact that the older bauxite or laterite blankets are generally missing on the surfaces rejuvenated after their deposition.

2) Intensity of weathering: This factor is, of course, the indispensable precursor of the dissection discussed above. On flat or gently sloping surfaces not yet attacked by dissection it becomes the chief factor determining preservation or destruction of laterite or bauxite. Under a humid or semi-arid climate fossil blankets of these formations are fairly stable; under arid conditions, however, physical destruction will break them down fairly rapidly to loose ferruginous or aluminous rubble.

3) Differential resistance of the bed rock to weathering: this factor locally modifies the intensity of the disintegration of overlying bauxite or laterite blankets. It is obvious that these blankets will crumble more readily on rocks that offer little resistance to chemical and physical sub-surficial break-down than on rocks resistant to it. Thus in the North of Ghana (under one and the same regime of climate and dissection) only a few residuals of the second-cycle Quaternary laterite crust occur in the areas occupied by granite, which is easily attacked in that area by chemical and physical weathering, whereas such remnants are very common on the more resistant Voltaian sandstones and shales.

Fault Patterns of Northwestern Hegaz, Saudi Arabia

By **Raoul C. Mitchell**, Baghdad and Luxembourg

With 3 figures

INTRODUCTION

That part of NW Hegaz bordering the Gulf of Aqaba is virtually terra incognita as regards geological information. (Fig. 1) Few scientific travellers and even fewer scientific writings and trustworthy maps make reference to this little-known region. The arduous and dangerous travels of the Czech Orientalist Alois MUSIL (1926-28), accompanied by the later famed Austrian geologist, Prof. Dr. EDOUARD KOBER, resulted in a most detailed, interesting and accurate topographic representation of the region, his topographic map being by far the most detailed which the writer has seen.

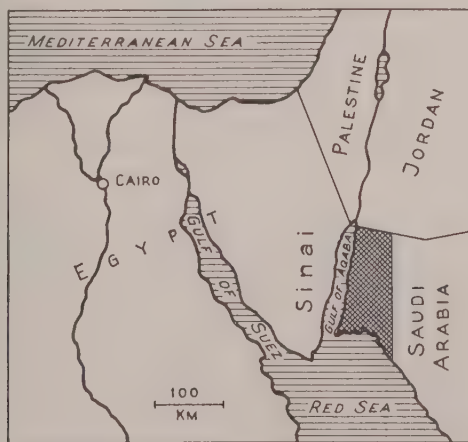


Fig. 1. Location Map showing Northwestern Hegaz, 1:10000000.

Brief reconnaissance observations, combined with studies of available topographic maps (mostly on a scale of 1:250,000 or smaller), oblique and vertical aerial photographs (scale 1:40,000) covering part of the area, have enabled the writer to gather some information relative to the geology of this part of Saudi Arabia.

Herein a brief discussion will be given treating only of the fault patterns, perhaps the most outstanding geological feature.

TOPOGRAPHY

From the Gulf of Aqaba the land rises very abruptly to heights over 1500 m within 10 km of the coast. A range of mountains ('Coastal Range') paralleling the Gulf reaches a maximum elevation of 1900 m in Djebel Shausha, east of which the Djebel Mazhafa trends NE-SW. East of the latter there is an impressive precipitous descent down into the valley of the Wadi El-Afal (fig. 3), which runs N-S for a distance of some 120 km. Almost the entire length of this valley lies below 450 m with very steep slopes rising on either side to elevations of 700-900 m and more. East of the El-Afal, again the land rises steeply to a series of ranges running in general N-S direction. The highest and most prominent range within these 'Interior Ranges' is the Djebel Loz (fig. 3), 2580 m. SE of Khureiba a series of parallel mountains, collectively named here the Djebel el Shifa, approach close to the shoreline, due to the pronounced easterly 'offsetting' of the coast.

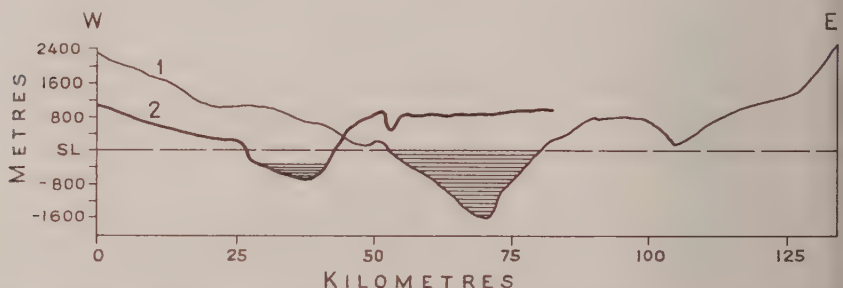


Fig. 2. Profiles 1:1 250 000: (1) across G. of Aqaba in Lat. $28^{\circ} 30' N$, and (2) across the Dead Sea in Lat. $31^{\circ} 30' N$. (Vert. Exaggeration=8)

From the summits of the 'Interior Ranges' the land slopes gently eastward down to elevations of about 700 m in the large interior basin of Al Hisma, through which the old Damascus-Medina railway once went, via Tebuk.

The Gulf of Aqaba, deep and treacherous, is bordered by forbidding, rugged steep and inhospitable highlands. The average height of these highlands bordering the Gulf is about 850 m. Maximum depths in the Gulf exceed 1800 m and throughout the 100 m isobath follows close to the shoreline. The bottom of the Gulf depression thus lies some 2650 m below the level of the enclosing highlands, compared to a similar measurement of about 1500 m in the latitude of the deepest part of the Dead Sea (fig. 2). Between Ras el Qaaba and Khureiba the plain is broad, low and swampy, showing evidences of recent submergence.

The present-day landforms are directly related to tectonic processes, such that everywhere tectonic relief (COTTON, 1953) predominates. Earth movements have left their imprint upon the landscape to a most marked degree. In time, denudational agencies will modify this relief and create in turn a structural relief, where geomorphic adjustment is made to the structure. Crustal adjustments by means of faulting have caused the strong slopes, abruptness and 'freshness' of the landscape, indicating the importance of recency in tectonic movements.

STRATIGRAPHY

Sketchy and brief though it is, the only notable geological information available regarding this ancient land of Madian is that given by KOBER, (1911, 1919) gathered during a few days in the summer of 1910.

Precambrian outcrops throughout most of the region. It is likely that a two-fold lithological division can be adopted, such as is found in southern Jordan and further south in Arabia (MITCHELL, 1955). Here, however, two discordances can clearly be noted within the Complex, with a strong possibility of a third one near the top of the exposed Precambrian. A lower unit, essentially metamorphic, comprising both low- and high-grade metamorphic suites, as well as acidic lava flows and basic dyke swarms, is succeeded by a mélange of erosion products of the older series, along with basic intrusives, acidic and basic dykes, sills, flows. Lineation and foliation is characteristic of the older series, both showing a tendency to orientate in a NE-SW direction. Fracture cleavage is very common, flow cleavage much less so.

A conservative estimate of the thickness of the exposed Precambrian would be about 4000-5000 m, compared to about 3000 m in southern Jordan (QUENNELL, 1951) and 13,000 m in West-Central Arabia (KARPOFF, 1955).

East of the Precambrian occur predominantly terrigenous deposits of the Nubian facies. (Desert facies of KOBER) Lithological similarities to rocks seen in southern Jordan suggest a Cambrian age. Specimens of *Ptychoparia* in blackish dolomitic limestones outcropping on the eastern slopes of Djebel Loz very possibly correlate these rocks with the Burj Limestone Group of QUENNELL (op. cit.), and can be accepted as indicative of the Cambrian, either Lower or Middle. The eastward dipping beds are presumed to include later Palaeozoic(?) and Mesozoic Nubian rocks.

The SW corner of the region is characterized by gravels, grits, conglomerates, sandstones, coral debris, etc. which have all the appearances of being relatively young deposits. Limestones are here prevalent, mostly seemingly of coral type. These sediments are considered to be Pliocene-Quaternary in age, though there is possibility of Miocene on account of the innumerable species of *Ostrea latmarginata* (REDENBURG). East of the 'Interior Mountains' large areas are covered by dunes and Recent sands.

FAULTING

The resulting strains developing from deforming forces have been dominantly of rupture type. Even the folds and monoclinical flexures of the Complex all show strong evidences of the rôle of shearing. Deformations have caused failure by fracturing - faulting and jointing - rather than by plastic moulding.

Faults are the commonest rupture forms, the most impressive and exert the major influence in tectonic and structural control. Adopting a geometric classification based on direction of movement along the fault - vertical or horizontal - the faults can be classed as gravity-normal and strike-slip - wrench; reverse and thrust faults appear to be relatively scarce (fig. 3).

(1) Gravity-Normal Faults. The effect of gravity is obvious in those cases in which the hanging wall has moved downward in relation to the footwall, so



Fig. 3. Fault Patterns of Northwestern Hegaz, 1:1 500 000.

that the hade is towards the real downthrown side. Several of the larger faults, however, indicate a hade towards the apparent downthrown side, and thus, strictly speaking, are normal faults. The importance of the distinction lies in the fact that with the former type, lack of support under the downthrown block as well as room for horizontal extension is obligatory, whereas in the latter type, one of the blocks may have moved upward, thus obviating vertical and horizontal extension within the crust.

Gravity-normal faults have a disposition to occur in pairs, the intervening block forming a horst or graben. The largest graben is that represented by the Gulf of Aqaba, bounded on either side by long, impressive fault scarps and fault-line scarps. This graben feature is of course merely a small part of the immense Afro-Arabian-Levantine rift valley. Continued study in the Levantine section has shown conclusively that this great fault-trough is not bounded by two huge, unbroken, parallel faults, as per textbooks, but rather the limiting faults are discontinuous, frequently curved and off-set in an echelon pattern, and that monoclinical flexures form the rims in places. Further, the throw varies considerably within the Levantine area, being about 500 m in the Djebel Ansariéh region of Syria (VAUMAS, 1950) whereas in the Wadi Araba north of Aqaba the throw more nearly approximates 1800 m.

The boundary fault on the Sinai side – as well as other Sinai faults shown – have been adopted from the morphologic map prepared by AWAD (1952). Here in Sinai, as throughout the Levant, the western edge of the rift valley forms a more continuous feature, the break in slope being throughout a faulted one.

On the Arabian side, it is clear that the subsidence block was not downthrown as one sheer drop, but rather gradually, resulting in a step-series of parallel faults, the individual 'steps' being 50–200 m different in elevation and varying up to 400 m in breadth. (Because of this small lateral space between the stepfaults, they are not shown on the map.) These fault-controlled terraces vary in dimension and profusion, such that the descent down from the 'Coastal Range' to the littoral region may, on the one hand, occur as one stupendous drop, or then as a series of descending 'steps'. The eastward tilting of many of the 'steps' suggests curvature of the individual step-fault surfaces. The littoral zone – named the Tihama further south along the Red Sea Arabian coast – varies in width as a consequence of the degree of development of these step-faults, in places non-existent and extending up to 10 km wide. Much further south, at Jidda, GUILCHER (1954) mentions a thickness of at least 210 m for the loose gravels, silts, coral debris formation of this coastal area. In the Gulf section of the rift valley, basaltic flows are not present, though to the south and farther inland, the great Harrat flows form high, fantastically sculptured mountains. This vulcanism, like that of the Hauran flows of southern Syria, is of Pleistocene age. (KÖBER refers to vulcanism also within historic times.)

No direct evidences were obtained as to the age of the rift faulting. TROMP (1949, 1950), discussing more specifically the Gulf of Suez section of the Red Sea graben, believes that the faulting began in basal Middle Eocene times, the movements continuing as late as Pleistocene. The writer would merely amend this statement by saying that fault movements have continued into the Present.

The next most important graben structure forms the valley of the Wadi El-Afal, parallel throughout to the rift valley. The narrow, flat valley floor is enclosed between straight, steep slopes – fault-scarps – in some cases rising a sheer 600 m.

Strictly speaking, it is not certain whether the bounding faults are of gravity or normal type, but on mechanical principles, one would suspect them to be normal. The upper El Afal (called the Al-Abaz) has its source at an altitude of about 1200 m, on the S flank of a horst. For some 10 km the wadi lies in a narrow graben, the valley then meets a NW-SE striking gravity-strike-slip (rotational) fault, with downthrow to the SSW and lateral movement to the SE(?). Over this tilted fault-block, in which the throw decreases to the SE, the wadi-bed descends 500 m in a distance of 10 km, then re-enters the graben, and in the next 100 odd km gradually drops down to sea-level.

North of Bed, the valley broadens on the west side, due to two strike-slip faults of dextral movement.

Immediately N of Bed, the graben valley loses its distinctive features, and for the next 30 km or so southwards the western side of the valley is formed by a sharp monoclinical flexure, eroded into a fault-line scarp, whereas the eastern side broadens into a wide plain, flanked on the E by a fault. This fault strikes SE from Bed, and W of this village, it trends SW. W and S of this fault the rocks consist of young sedimentaries, whereas E and N thereof the Basement Complex outcrops. The physical characteristics of the sedimentaries have allowed them to be more easily eroded and also flexuring is more prevalent. A prominent range of hard limestone hills parallels the west bank of the El-Afal S of Bed, which have been eroded into a fault-line scarp, thus preserving a partial graben aspect. The plain east of the wadi is extremely flat and littered with sub-angular cobbles, gravels, etc. of cherts, limestones, siliceous nodules.

Some 25 km from its mouth, the El-Afal carves its way as an antecedent gorge through a prominent E-W trending horst, here called the Ndejira horst. The wadi-bed lies some 100 m below the surrounding levels, and in places is constricted to a width of no more than 20 m. South of the coast, submarine contours indicate that the graben follows a SW course between the islands of Senafir and Suswe.

One may speculate whether this fault separating Complex rocks from young sedimentaries might not be the actual continuation of the rift fault, as KOBER's map (1919) seems to suggest. (Several other small-scale geological maps have copied KOBER in this respect.)

It is undeniable that the stratigraphy, lithology and physiographic expression is markedly different on either side of the SW-SE fault, the impression being that this SW region is a depressed fault-block. In the Wadi Msejr, eroded within a small graben in the Ndejira block, loose, angular débris of typical Complex rocks are profuse in the middle section of the wadi. As the wadi has its source and continues throughout a region of exposed young sedimentary rocks, one concludes that these Complex rocks must have been derived from within this area. Presumably the horst has raised the Complex surface to within vertical range of river erosion, and hence the Complex must lie at very shallow depth beneath the sedimentary covering. It appears that this SW-SE fault is of older origin – the palaeo

rift fault – and that S of Maqna the coastal fault is a later feature – the neo-rift fault.

The horst-block of the Djebels Shausha and Mazhafa forms the highest elevations within the 'Coastal Range'. The eastern side of the horst forms a prominent high wall, but to the west, the descent is more gradual through a series of step-faults. The horst as a whole is broken-up into many smaller blocks which have undergone unequal degrees of tilting in more than one direction. The boundary faults of the horst show a wide variation in degree of vertical movement, the general tendency being an increase in throw as one approaches the northern and southern extremities. The variously disposed smaller fault-blocks within the horst give every indication of having been subjected to intense stresses, evidenced by the abundance of dykes, joints, tear faults, small reverse and/or thrust faults, etc. In fact, this horst-block, on the basis of the extensive fracturing, appears to have undergone more intense deformation than any other locality within the region discussed. (The scale of the accompanying map prohibits showing all the many fractures.) The extremities of the boundary faults tend to split into smaller faults, all curving outwards. These 'feather' faults are of gravity type, with the exception of one small thrust fault, thrust movement to the E.

Djebel Loz is a horst tilted towards the E. On the eastern slopes of the range, the Nubian Palaeozoic facies rests unconformably upon the eroded and planed Precambrian surface. The dip of these terrestrial deposits averages 10° to the ENE. In the upper reaches of the eastward-draining wadis, the steep valley walls, traced longitudinally, show the Precambrian peneplaned surface, underneath the Nubian sediments, tilted eastwards at angles as high as 30° . We conclude therefore that the horst-block was tilted in late Precambrian or early Cambrian times. (There are evidences elsewhere in the Middle East that in the Lipalian interval pronounced tilting was a characteristic tectonic occurrence.)

A large NE-SW striking fault of undetermined type (transverse fault?) separates the Djebel Loz structure from a horst to the SE, which latter includes the high northern ranges of the Djebel el Shifa. As distinct from the Loz structure, the Shifa horst is far less clearly defined structurally and also shows almost no tilting.

Parallel to the western horst-block fault are many small antithetic faults dipping eastwards. The rectangular-shaped blocks within these antithetic faults show slight tilting to the west.

These two horst-blocks of Djebels Loz and el Shifa show a rebroussement, a trending SW towards the palaeo-rift fault then a doubling back towards the SE. Within this inflection area, the fracture pattern is extremely complicated, whilst to the E the fault pattern shows a radial development, with a few peripheral-type faults. Due E of where these horsts show inflection, a broad E-W basin leads downward to the vast el Mehteteb depression. This E-W basin is partly bounded by faults, partly by sharp monoclinical flexures. The development of ring-dykes and the scattered black, conical appearance of hills and mountains E of the above region indicates igneous activity, whilst the structural patterns suggest some type of collapse phenomenon. Whether the fractures are associated with calderas or crypto-volcanic structures is not certain, but most certainly this whole area warrants careful field study in order to elucidate its structural complexity.

The Ndejira horst-block meets the coast at right-angles, but eastward dovetails towards the palaeo-rift fault. As remarked above it is presumed that the Precambrian rocks lie at shallow depth beneath the exposed young sedimentaries. The presence of the Complex so near the surface results from uplift associated with the horst plus the more extensive denudation of the softer cover rocks. Many small yet prominent cuestas, scarps, buttes, composed of more resistant crystalline limestones, have been eroded out of these younger rocks. The horst as a whole has undergone remarkably little fracturing, but on the other hand shows strong tilting towards the SE. Styolitic growths are well developed in some of the limestones, the seams being stained red with iron oxide. Whatever the origin of stylolites, it is accepted that they have been formed in such a position that the bisectrices of the angular zig-zags are always vertical, and variation from the vertical indicates tectonic movement. Limestones in which the stylolites occur at present dip about 30° E, the dip of the stylolite seams being about 20° E. Analysis of the bisectrices and seam-dips leads to the conclusion that the limestones were dipping at an angle of about 10° E when the stylolites were formed. This amount of eastward tilting, viz. 20° , can not generally be applied to the whole horst structure, however. Such tilting has occurred since Quaternary times, raising the sedimentaries higher in the western sector, where stripping of the cover has been more drastic.

The southern coastal region S of the Ndejira horst is undergoing subsidence. The actual coastal strip is marshy, extremely flat, composed of much coral debris washed up and deposited by the inundating sea. The off-shore islands - Tiran, Senafir, etc. - are characterized by precipitous southern slopes, gentle northern ones, raised coral reefs and beaches, suggest that these islands lie on the southern edge of horst tilted to the NE, the NE edge subsiding in the coastal region. Or Tiran, limestones containing abundant *Melania*, *Limnaea*, etc. occur at elevation up to 500 m, are absent throughout the S coastal plain, but reappear E of Maqne at elevations of about 350 m.

Indubitably the Ndejira horst-block faulting is young, representing perhaps the youngest major faulting in the region.

Most of the smaller graben and horsts, as well as the single gravity and normal faults, have a diagonal pattern, a NE-SW strike being more in evidence. Especially in the N, many small such faults are of pivotal type, whereas in the S, hinge faults are more common. Variation in amount of vertical displacement along the strike of the faults may be gradual, but the frequent abrupt change in degree of throw necessitates postulating cross-faults with consequent development of fault-blocks.

As would be expected, the great majority of the gravity-normal faults have steep dip. However, instances occur - best example noted is the gravity fault paralleling the palaeo-rift fault SE of Bed for a distance of some 25 km - in which the dip decreases southwards to values as low as 45° . The explanation of such presupposes rotational stresses and curving of the shear surfaces towards loci of less resistance.

(2) Strike-slip and Wrench Faults. Here the dominant feature is the relative or true movement of the fault-blocks in a horizontal direction. Where the fault surface is vertical or nearly so, we have a wrench fault; otherwise the fault

is described as strike-slip. (Tear faults are either strike-slip or wrench faults of relatively small dimensions, showing a tendency to occur transverse to the general structure.) The literature makes no distinction in differentiating between actual and apparent horizontal movement for such faults, such as is made for gravity and normal faults. Borrowing from MOODY and HILL (1956), however, we may adopt the terms lateral strike-slip and lateral wrench to indicate true horizontal movement, and strike-slip and wrench to signify apparent horizontal movement. The prefixed adjectives sinistral and dextral apply to either true or apparent movements of the block(s). In looking across the strike of the fault, if the distant block has actually moved to the left, the near block being stationary, the fault is sinistral lateral strike-slip or wrench: if the apparent movement is to the left, the fault is sinistral strike-slip or wrench. Similar displacement, true or apparent, to the right defines the dextral character.

Faults in which horizontal movement, actual or relative, is the the significant feature, are far less comprehensible, involve more complicated mechanics, show a more intricate fault pattern than is the case with gravity-normal faults. In the absence of detailed field investigations, it is not possible to catalogue precisely all horizontal-type movement faults in the region in question.

The most prominent sinistral wrench faults are those striking NW-SE and cause the off-setting of the major rift. Only apparent horizontal displacement is discernible, to the extent of some 20 km.

Along these faults there has also been some vertical movement, the SW block being lowered with respect to the NE block, and, in fact, basculatory movement is apparent. The recency - or then renewed activity - of these faults is seen in the off-setting of Recent littoral terraces, scree, coarse 'delta' debris. The major rift fault and these wrench faults intimately outline the present configuration of the coast, i. e. the coastal zone is of tectonic origin. Here, however, the effects of marine attack have become manifest in a remarkably short space of time. The coasts of the Gulf of Aqaba are described as one of the most windswept in the world (Meteorolog. Off., 1951), gales usually blowing from E of N or N, whereas prevalent winds blow from the S and SW. Gale-force winds arising with fierce suddenness whip the narrow, deep waters of the Gulf into storm-tossed waves, and as deep waters extend near-shore, the powerful waves hurl themselves with damaging results against the land.

There is a temptation to regard the NE-SW trending section of the palaeo-rift as a strike-slip or wrench fault. It is well known that quite a few major faults once considered to be of gravity-normal type, have, upon more careful study, proven to be wrench faults, e.g. the Great Glen fault of Scotland (KENNEDY, 1946). The confusion is readily understood when it is realized that some degree of vertical displacement always seems to be present along wrench faults, and if the latest movement along a wrench fault was vertical, mistaken identification is easily possible, the more so as it is often extremely difficult to distinguish the relative rôles of vertical and horizontal displacements associated with wrench faulting. The juxtaposition of Complex rocks N of this fault with young sedimentaries to the S requires vertical movement. Paralleling this fault, several tear faults occur in the Precambrian rocks, which certainly testify to lateral movements within the

Complex. No doubt vertical and horizontal displacements have taken place, the former estimated to be about 400 m, the latter some 25 km.

As far as can be determined, wrench faults more commonly have a NW-SE strike with sinistral lateral displacement. Strike-slip faults, on the other hand, show wide variations in strike directions, with dextral lateral movements most prevalent. Horizontal shifts along these types of faults do not seem to exceed some 25 km.

(3) Compressional Faults. Compressional fractures of reverse and thrust fault types seem to be very scarce. As strike-slip, wrench, reverse and thrust faults are all due to lateral compression, gradation of one into the other is to be expected. Such indeed is obvious in the region discussed, for faults resulting from horizontal shortening due to compression usually are intimately associated with wrench and strike-slip faults. Thrust faults are of small magnitude, and nowhere does the fracture system suggest strong tangential pressures.

AGES OF FAULTS, DYKES

The age relations of compressional-type faults to tensional faults has not been clearly deciphered. Both mechanical principles and geological inferences present arguments on the one hand for considering the major rifting as older, on the other hand for considering the prevalent fracturing as older. The general consensus of opinion, however, considers the major rift faulting of the Levantine-Afro-Arabian region to have begun in Tertiary times. The dating of subsequent movements along a fault is a simpler matter than dating the inception of faulting. For the area here discussed, it cannot specifically be stated whether the original faulting is old, with rejuvenation of fault movements, or whether the faulting is young. That later rupturing would occur in response to stress increments is to be expected, and evidences certainly point to fault movements in Recent and historical times. The fact that the Precambrian rocks are more strongly faulted and shattered than the Cambrian Nubian rocks, and these latter in turn more faulted than the young sedimentaries refers rather to the physical characteristics of the rocks involved than intensity of rupture or age of rupturing.

A dextral wrench fault off-sets the western southern side of the Ndejira horst, and would therefore be considered younger than the horst faulting. However piedmont scarp faults S of the horst-block, strike uninterruptedly across the wrench fault but are abruptly terminated against the horst-block, suggesting that they are pre-horst fault and post-wrench fault in age. Be that as it may, it is concluded that this horst-block region represents the locus of major young rupturing, though minor faults here and there are younger still and even active at present.

The neo-rift faulting probably began in late Pliocene, continued into the Quaternary, perhaps even Recent, but is believed to have been quiescent during historical times.

That taphrogenesis was operative in Precambrian times is manifested by the many dykes which intersect the Complex. As in Jordan, the dykes comprise both acidic and basic rocks, and, in fact, the close petrological affinities of the dykes of both regions imply a common source. These dykes of southern Jordan which cut

the crystallines and granites of the Complex are of Precambrian age, and a similar age may safely be assigned to these dykes of the Hegaz. (Basaltic dykes on the eastern side of Djebel el Shifa may be of Recent date, genetically related to the great basalt outpourings of the Harrat ar Rha, SE of the above range of mountains.) The length (up to 15 km) and breadth (up to 200 m) of some dykes bear witness to extensive fissuring of the Complex. The pattern of the dykes is sub-parallel to the palaeo-rift fault and approximately at right angles thereto. Unmistakable displacements seen in many dykes and the low dips of some dykes may be associated with disturbances in the Lipalian interval. The more leucocratic acidic dykes appear to be far more irregular, both in trend and thickness, than the basic ones, and give the impression of being under more strict tectonic control.

INTERPRETIVE NOTES

In Upper Algonkian times, orogenesis folded, warped and fractured the crystallines and igneous mélange of Complex rocks. Early Infra-Cambrian times witnessed disturbance leading essentially to tilting of folded, warped and fractured masses – the dying-away phase. During the remainder of the period, extensive and profound denudation wore down these ancient mountains into a flattened peneplain. By comparison with the Precambrian Saramuj series of Jordan, we may accept the contentions of QUENNELL (op. cit.) and PICARD (1941) that this Precambrian fold movement was directed towards the NE. Likewise in southern Jordan we have evidence of sinistral wrench faulting in the Saramuj which does not affect the overlying Quweira series. From this we may assume that at least some of the tensional and compressive stresses were initiated in the Precambrian, and it is in order to conclude that differential fault-block movements took place then also.

According to PICARD (1937), the long interval from Cambrian to late Mesozoic-early Tertiary was characterized by epeirogenic vertical movements, foldings being conspicuously absent throughout this Arabian peninsula region.

The uparching of the Afro-Arabian massif is postulated as being initiated in early Tertiary times (Palaeocene?). The vertical and compressive forces maintaining the uplift would have three important results: (i) re-activation along old fractures, (ii) development of new fractures as a means of strain relief, (iii) the jostling and nudging, hence unequal tilting, of fault-blocks. (In Jordan, however, it is almost certain that some of the Complex blocks were tilted during the early Infra-Cambrian.) Increments of stress, though relieved locally and sporadically in time, must build-up to a critical point. The physical behaviour of the rocks was such that rupture followed elastic deformation. (Because of the lack of any relation between brittleness and strength, because strength has no relation to the boundaries of bending and rupture, and because of the imperativeness of precise knowledge of stress-strain environments and conditions which is utterly unobtainable in structural geological studies, the terms brittleness and strength are better ignored.)

Given a consistency in physical rock characteristics, the dimensions of a fault bear a direct relation to the intensity of the stresses operative. Of course, small fractures may develop simultaneously with larger ones, having a 'sympathetic' relationship, in which case the larger ruptures are the real clues to intensity of the stresses.

In the uparching of a large mass of the crust, tangential and vertical stresses are active, and as a consequence tension develops in the outer part of the bending arch—witness compression causing anticlinal folds and tensional fractures developed towards the circumferential part of the fold. The crestal part of the arch is under greatest tension, where there is a maximum degree of curvature, the tensional fractures converging downwards. In this part of the arch optimum conditions prevail for subsidence of the 'keystone' of the arch, viz., graben formation. (The essential mechanical principles apply equally well to micro- and macro-structures, and it is from study of the former that we can reason to the latter.) The recognized inability of rocks in general to withstand great tensile stresses favours rupturing rather than bending; gravity faulting results in graben formation—the palaeo-rift fault.

Rupture of the Afro-Arabian shield imparted to the Arabian part a regional tilt to the ENE. The author (MITCHELL in press) has treated of isostatic changes affecting the Arabian shield or sialic 'raft', but we may merely note here that the western fractured edge of the shield displays a lack of isostatic compensation, whereas the eastern part, geographically represented by Mesopotamia, Persian Gulf and the Alpides, is over-compensated. Hence there must be a tendency to restore isostatic equilibrium by depression of the western edge of the socle. The rôle of deep tectonics (CIZANCOUET, 1948) within the Arabian shield is an unknown factor at the present, but that profound crustal adjustments are operative seems mandatory. The neo-rift fault may represent a partial expression of attempts to restore isostatic equilibrium.

As previously mentioned, the Ndejira horst is likely the youngest, or one of the youngest major structures occurring on land. The disposition of submarine contours, the alinement of the off-shore islands with their raised beaches, etc. and the subsiding southern coastal area are taken as outlining another horst-block, uprighted along its southern margin and depressed along its northern margin. The relatively shallow 'saddle' of the Straits of Tiran lend some substantiation to this concept. The occurrence of tsunami-type waves (in the sense of their violence, suddenness and independence of meteorological conditions) in the waters of this general area are probably instigated by submarine fault adjustments leading to downward displacements of the sea-bed. Might not a new rift fault be developing here, S of the off-shore islands, the tilted horst of the island-edge representing the raised lip of the rift?

It is true that fault movements will prefer to utilize fractures already in existence, but we would also note that gravity faults (the rift faults) demand necessary space for horizontal adjustment. (At the surface the Gulf of Aqaba averages about 20 km in breadth; the surface width across the N end of the Red Sea W of this postulated fault is about 100 km.) In this connexion we might note that the wrench faults affecting the neo-rift fault on either side of the Gulf have broadened the graben, representing perhaps a final effort to acquire necessary space for horizontal distension. The writer cannot subscribe to the contention of QUENNEL (op cit.) that the graben has been formed by drift: throughout, any extension in width has been accomplished by horizontal movements along fault surfaces.

CONCLUSION

Discussions of fracture patterns invariably involve analyses of stresses and strains, their magnitude, directions, point of application, etc., the use of stress-strain ellipsoids, and so forth. The very nature of the structural problem renders it impossible to carry out a rigorous analysis along these lines, for the unknowns are too numerous, the integrals remain unsolved because the differentials escape us. Even the terminology used is frequently ambiguous, sometimes contradictory. Stress is used in different senses by various writers; stress and force are often considered erroneously as synonymous terms; the all-too-common habit of treating stress in terms of vector analysis; the continually changing angular relations between stress and strain axes in rotational development; the universal fact that rocks display fracturing only after the strain exceeds the elastic limit, whereas the requirement of the strain ellipsoid demands strain within the elastic limit; conflicts between stress, strain and shear theories of rock failure – all these render extremely tenuous any theoretical attempt to analyse fracturing of the crust. No less inadequate are the frequent presentation of theories which the authors imply can be made to solve all our structural and tectonic problems, but which in actuality represent only *deus ex machina*.

The writer intentionally abstains from presenting any fanciful theory to account for the fracturing of this part of the Hegaz. With next to no geological literature to draw upon, inability to discuss the topic with others, (for how many 'others' have visited this region?) and because of the author's own hurried observations, it would be rash indeed to allow imaginative constructions substitute for sober observations.

REFERENCES

- AWAD, H. (1952): *Présentation d'une carte morphologique du Sinai au 1/500 000*. Bull. Inst. Fouad Ier, du Désert, 2, No. 1, pp. 132–138.
- CIZANCOURT, H. (1948): *La tectonique profonde de la Syrie et du Liban*. Notes et Mém. Dél. gén. franc., Levant, 4, pp. 157–190.
- COTTON, C.A. (1953): *Tectonic Relief*. Geogr. Jour., 99, Pt. 2, pp. 213–219.
- GUILCHER, A. (1954): *Structure et relief de l'Arabie, du Sinai et de la Mer Rouge*. L'Inform. Géogr., 18e ann., No. 2, pp. 55–63.
- KARPOFF, R. (1955): *Observations préliminaires sur le socle ancien de l'Arabie*. C. R. somm., Soc. Géol. France, pp. 105–106.
- KENNEDY, W. Q. (1946): *The Great Glen Fault*. Quart. J. Geol. Soc., 102, pp. 41–76.
- KOBER, L. (1911): *Vorbericht über die Forschungsreise in den nördlichen Hegaz*. Kais. Ak. Wiss. Wien. Anz. math.-nat. Kl., 18. Mai. pp. 285–288.
- (1919): *Geologische Forschungen in Vorderasien*. II. Teil: *Das Nördliche Hegaz*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 96, pp. 779–820.
- Meteorological Office (1951): *Weather in the Indian Ocean to lat. 30 deg. S and long. 95 deg. E, including the Red Sea and Persian Gulf*. 2. Local Inform., Pt. 1, The Red Sea. No. 451 b (1), 109 pp.
- MITCHELL, R. C. (1955): *Note sur le Précambrien de Transjordanie*. C. R. comm., Soc. Géol. France, pp. 262–263.
- (In press): *Notes on the Geology of Western Iraq and Northern Saudi Arabia*.
- MOODY, J. D., & HILL, M. J. (1956): *Wrench-Fault Tectonics*. Bull. geol. Soc. Amer., 67, pp. 1207–1246.

- MUSIL, A. (1926-28): *Topographical Itineraries of Exploration in Arabia and Mesopotamia 1908-1915*. In: *Oriental Explorations and Studies*, 1, Northern Hegaz. Amer. geogr. Soc. Spec. Publ. No. 6, 374 pp.
- PICARD, L. (1937): *On the Structure of the Arabian Peninsula*. Geol. Dept., Hebrew Univ., Jerusalem, Ser. 1, Bull. 3, pp. 1-11.
- (1941): *The Pre-Cambrian of the North Arabian-Nubian Massif*. Ibid, 3, Nos. 3-4.
- QUENNEL, A.M. (1951): *Geology and Mineral Resources of (Former) Transjordan*. Colon. Geol. Mi Resources, 2, No. 2, pp. 85-115.
- TROMP, S.W. (1949): *Blockfolding Phenomena in the Middle East*. Geol. en Mijn., 11, No. 9, pp. 273-278.
- (1950): *The Age and Origin of the Red Sea Graben*. Geol. Mag., 87, No. 6, pp. 385-392.
- VAUMAS, E. DE (1950): *La Structure du Proche-Orient*. Bull. Soc. roy. de Géogr. d'Egypte, 23 pp. 265-320.
-

The Foraminiferal Genera *Schackoina* Thalmann, emended and *Leupoldina*, n. gen. in the Cretaceous of Trinidad B.W.I.

By **Hans M. Bolli**

The Trinidad Oil Company, Pointe-à-Pierre, Trinidad, B.W.I.

With 1 figure in the text and 2 plates (I and II)

INTRODUCTION

Several years ago, Dr. A. WIRZ, then with the Trinidad Petroleum Development Company, Palo Seco, Trinidad, drew the author's attention to some specimens of planktonic Foraminifera of quite extraordinary shape. These forms which are here described as *Leupoldina*, n. gen., were found together with a rich benthonic and planktonic foraminiferal fauna that included *Schackoina* THALMANN. The fauna had been collected from a Lower Cretaceous shale believed to be of Aptian age and outcropping in the Piparo River of the Central Range. With a few exceptions (e. g. REICHEL, 1947; AUROUZE and DE KLASZ, 1954) *Schackoina* has always been described and figured with the chamber extensions broken off. Because of a morphology similar to that of *Hantkenina* and *Hastigerinoides*, it is generally assumed that the missing, broken off parts are invariably spines. The specimens described here demonstrate that this need not necessarily be so. Figures 1 and 6 of plate I illustrate *Schackoina* specimens with the peripheral chamber extensions broken off as they are usually found and described. Figures 2, 3, 4 and 7 of plate I show specimens from the same sample with one or more of the chamber extensions still attached. These extensions are all bulb-shaped. To include this type of chamber extensions it becomes necessary to emend the definition of the genus *Schackoina*.

The early stage of the specimens attributed to the new genus *Leupoldina* appears to be identical with that of *Schackoina*. In the last or last few chambers however there are two or occasionally even three bulb-shaped protuberances, symmetrically arranged on each side of the equatorial plane. The final chamber may occasionally become almost divided into two parts as in *Biglobigerinella* LALICKER. The aperture in the early *Schackoina* stage is interiomarginal, equatorial, whilst the ultimate chamber possesses two interiomarginal, umbilical apertures, one leading into each umbilicus.

ACKNOWLEDGMENTS

The writer is indebted to THE TRINIDAD OIL COMPANY for permission to publish this paper. Through the courtesy of DOMINION OIL LTD., Trinidad, who recently carried out field work in the area where the fauna was found, the author was able to re-collect from the original locality and obtain sufficient material to describe

this fauna. The author wishes to thank Prof. M. REICHEL, Basel and Mr. J. E. SAUNDERS, Paleontologist of THE TRINIDAD OIL COMPANY, for reading and discussing the manuscript. Dr. K. ROHR of THE TRINIDAD OIL COMPANY kindly prepared the sketch map showing the locality of the described fauna. The plate illustrations are camera lucida drawings by PATRICIA and LAWRENCE JSHAM, Scientific Illustrators, U.S. National Museum, Washington.

SYSTEMATIC DESCRIPTIONS

Family *Hantkeninidae* CUSHMAN, 1927

Genus *Schackoia* THALMANN 1932, emended

Original reference. — *Eclogae geol. Helv.*, vol. 25, p. 289, 1932.

Type species. — *Siderolina cenomana* SCHACKO, 1896.

Test free, early portion may be more or less trochospiral, later becoming nearly or completely planispiral; chambers elongate, with a hollow tubulospine or a bulb-shaped extension on the periphery; multiple, irregularly arranged tubulospine may also occur; sutures straight, radial, depressed; wall calcareous, perforate surface smooth or finely hispid; primary aperture an interiomarginal arch, extraumbilical and tending to become equatorial, may be bordered above by a narrow lip.

Remarks. — *Schackoia* differs from *Hantkenina* CUSHMAN in being slightly trochospiral at least in its early stage and in having a simple interiomarginal arch aperture, whereas *Hantkenina* has a triradiate aperture with a high slit extending up the face of the final chamber.

It differs from *Hastigerinoides* BRÖNNIMANN in being slightly trochospiral at least in its early stage and in the absence of secondary relict apertures¹). However it appears possible that *Hastigerinoides* has developed from *Schackoia* by becoming more planispiral and by developing secondary relict apertures. Like *Schackoia* *Hastigerinoides* is known to possess spine-shaped, e. g. *H. alexanderi* (CUSHMAN) or bulb-shaped, e. g. *H. watersi* (CUSHMAN), chamber extensions.

None of the many *Schackoia* specimens examined from the Piparo River locality were found to have spines instead of the bulb-shaped chamber extension. It seems possible that in the early stages of evolution of *Schackoia* in the Lower Cretaceous, the chamber extensions are always bulb-shaped and only later, in the Upper Cretaceous, do forms with spines develop (e. g. *Schackoia gandolfii* REICHEL). It is of interest to note that together with the Cenomanian specimens with long, thin spines, REICHEL also figures a form (textfig. 10, no. 14; pl. 8, fig. 1) where the end of the spine of the ultimate chamber shows a slight bulb-shaped swelling. This might be a form transitional between *Schackoia reicheli* n. sp. and *Schackoia gandolfii*, but the possibility of a tangential section through a bulb-shaped spine can not entirely be ruled out.

REICHEL (1947) suggests that during the evolution of *Schackoia* the number of chambers in the last whorl becomes gradually reduced from five to four and

¹) Relict apertures are the umbilical portions of the equatorial apertures not covered by the succeeding chambers and thus open as short radial slits (BOLLI, LOEBLICH and TAPPAN, 1957).

eventually to three. It is mainly for this reason that in the present study the four and five-chambered forms of *Schackoina* are each given subspecific rank. The sample studied is considered to be of Aptian age and thus contains some of the earliest examples of *Schackoina*. In it the five-chambered forms are quite frequent (*Schackoina reicheli*, n. sp., *Schackoina pustulans quinquecamerata* n. sp., n. subsp.) but are outnumbered by the more common four-chambered *Schackoina pustulans* n. sp., n. subsp. indicating that four-chambered forms do already occur in an early evolutionary stage.

A few specimens of the *Schackoina* species and subspecies described here have also been observed in the Maridale formation where they occur together with

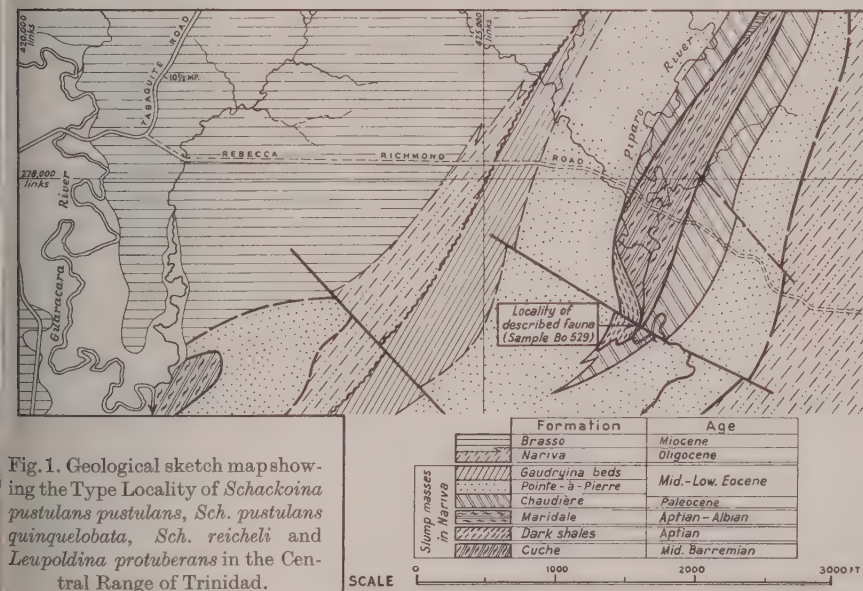


Fig. 1. Geological sketch map showing the Type Locality of *Schackoina pustulans pustulans*, *Sch. pustulans quinquelobata*, *Sch. reicheli* and *Leupoldina protuberans* in the Central Range of Trinidad.

Biglobigerinella barri BOLLI, LOEBLICH and TAPPAN. The Maridale formation which is of Aptian to Lower Albian age is considered to be slightly younger than the shales from which the present fauna is described.

Another probable occurrence of *Schackoina* in Trinidad is in the Middle-Lower Cenomanian part of the Gautier formation (*Rotalipora appenninica appenninica* zone). The forms described by BRÖNNIMANN (1952) as *Hastigerinoides rohri* (his pl. 1, figs. 8,9) do not possess the gradually tapering chambers of the typical *Hastigerinoides*. Due to the poor preservation of the Gautier material it has so far not been possible to observe the chamber extensions or to see whether or not relict apertures, characteristic of the genus *Hastigerinoides*, do exist. Thus, it is probable that *H. rohri* is in fact a *Schackoina*.

Although planktonic Foraminifera are often abundant in the higher Upper Cretaceous of Trinidad (Naparima Hill and Guayaguayare formations) no Schack-

koinas have so far been observed, with the only exception of scarce specimens of *Schackoina multispinata* (CUSHMAN and WICKENDEN) which occur in the upper part of the Maestrichtian Guayaguayare formation.

Schackoina pustulans pustulans, n. sp., n. subsp.

Pl. I, figs. 1-4

Shape of test. - Early stage possibly very slightly trochospiral (usually not recognizable), later becoming planispiral, stellate. Wall. - Calcareous, finely perforate. Chambers. - Early chambers globular to subglobular, becoming more and more elongated; the four chambers of the last whorl each with a bulb-or bubble-shaped extension (often broken off). Sutures. - Radial, depressed. Aperture. - An interiomarginal, equatorial arch bordered by a lip; in position often slightly asymmetrical to the equatorial plane. Largest diameter of holotype. - 0.41 mm.

Observed stratigraphic range. - Aptian to Albian.

Locality. - Holotype (pl. I, figs. 3,3a) and figured paratypes (pl. I, figs. 1, 2, 4) from sample Bo. 529 in dark grey shale of probable Aptian age exposed in the Piparo River, Central Range, Trinidad, B.W.I. (see textfig. 1). Very scarce specimens have also been found in the type locality material of the Aptian to Albian Maridale formation. Figured specimens deposited in the Museum of Natural History, Basel (Holotype C 2423, paratypes C 2421, C 2422, C 2424). Unfigured paratypes deposited in the U.S. National Museum, Washington.

Remarks. *Schackoina pustulans pustulans*, n. sp., n. subsp., differs from *Schackoina pustulans quinquecamerata*, n. sp., n. subsp., and *Schackoina pentagonalis* REICHEL in possessing four instead of five chambers in the final whorl. From *Schackoina gandolfii* REICHEL and other four-chambered *Schackoina* species it differs in having bulb-shaped instead of spinose chamber extensions.

Schackoina pustulans quinquecamerata, n. sp., n. subsp.

Pl. I, figs. 6,7

Shape of test. - Early stage possibly very slightly trochospiral (usually not recognizable) later becoming planispiral, stellate. Wall. - Calcareous, finely perforate. Chambers. - Early chambers globular to subglobular, becoming more and more elongated; the five chambers of the last whorl each with a bulb-shaped extension (often broken off). Sutures. - Radial, depressed. Aperture. - An interiomarginal, equatorial arch, bordered by a lip; in position often slightly asymmetrical to the equatorial plane. Largest diameter of holotype. - 0.37 mm.

Observed stratigraphic range. - Aptian to Albian.

Locality. - Holotype (pl. I, figs. 7, 7a) and figured paratype (pl. I, fig. 6) from sample Bo. 529 in dark grey shale of probable Aptian age, exposed in the Piparo River, Central Range, Trinidad, B.W.I. (see textfig. 1). Very scarce specimens have also been found in the type locality material of the Aptian to Albian Maridale formation. Figured specimens deposited in the Museum of Natural History, Basel.

(holotype C 2427, paratype C 2426). Unfigured paratypes deposited in the U.S. National Museum, Washington.

Remarks. — *Schackoina pustulans quinquecamerata*, n. sp., n. subsp., differs from *Schackoina pustulans pustulans*, n. sp., n. subsp., and other four-chambered *Schackoina* species in possessing five instead of four chambers in the final whorl. From *Schackoina pentagonalis* REICHEL it differs in having bulb-shaped instead of the assumed spinose chamber extensions. *Schackoina pustulans quinquecamerata* differs from *Schackoina reicheli*, n. sp., in having less elongated chambers and in being smaller in size.

Schackoina reicheli n. sp.

Pl. I, figs. 8–10

Shape of test. — Early stage possibly very slightly trochospiral (usually not recognizable), later becoming planispiral, strongly stellate. Wall. — Calcareous, finely perforate. Chambers. — Early chambers globular to subglobular; the four and a half to five chambers in the last whorl very strongly elongated, each with a bulb-shaped end (very often broken off). Sutures. — Radial, depressed. Aperture. — An interiomarginal, equatorial arch, bordered by a lip; in position often slightly asymmetrical to the equatorial plane. Largest diameter of holotype. — 0.52 mm.

Observed stratigraphic range. — Aptian to Albian.

Locality. — Holotype (pl. I, figs. 10, 10a) and figured paratypes (pl. I, figs. 8, 9) from sample Bo. 529 in dark grey shale of probably Aptian age, in the Piparo River, Central Range, Trinidad, B.W.I. (see textfig. 1). Very scarce specimens have also been found in the type locality material of the Aptian to Albian Maridale formation. Figured specimens deposited in the Museum of Natural History, Basel (holotype C 2430, paratypes C 2428, C 2429). Unfigured paratypes deposited in the U. S. National Museum, Washington.

Remarks. — *Schackoina reicheli*, n. sp., differs from *Schackoina gandolfii* REICHEL in possessing greatly elongated chambers with a bulb-shaped extension instead of a long, tapering spine. It possesses four and a half to five chambers in the final whorl instead of four in *Schackoina gandolfii*. Compared with *Schackoina pustulans quinquecamerata*, n. sp., n. subsp., *Schackoina reicheli* possesses more elongated chambers.

The species is named for Prof. M. REICHEL, Basel.

Genus *Leupoldina* n. gen.

Type species. — *Leupoldina protuberans*, n. sp.

Test free, early stage possibly slightly trochospiral, later planispiral, stellate, biumbilicate; early chambers globular to subglobular, chambers of last whorl elongate; some or all chambers of the last whorl with two or occasionally more long, tapering spines or bulb-shaped extensions symmetrically arranged on each side of the equatorial plane. Sutures depressed, radial; wall calcareous, perforate; surface smooth, pitted or hispid; aperture an interiomarginal, equatorial arch in the early stage, ultimate chamber with two interiomarginal, umbilical apertures,

one on each side of the chamber. There are indications that in some specimens relict apertures may exist in the penultimate and possibly in earlier chambers of the last whorl.

Observed stratigraphic range. - Aptian to Albian, probably Cenomanian.

Remarks. *Leupoldina* differs from *Hastigerinoides* BRÖNNIMANN in having two or more symmetrically arranged bulb-shaped chamber extensions (protuberances) in some or all of the chambers of the last whorl. During a study of topotypes of *Hastigerinoides watersi* (CUSHMAN), a few specimens with two symmetrically arranged, bulb-shaped extensions on the ultimate chambers, similar to those in *Leupoldina*, were found, however, no divided aperture could be seen in the specimens. *H. watersi* differs further from the *Schackoina* and *Leupoldina* species described here in that the bulb-shaped extensions are restricted to the ultimate and occasionally penultimate chamber, while in *Schackoina* and *Leupoldina* they are present in all chambers of the last whorl. Secondary relict apertures, characteristic of *Hastigerinoides*, do not usually exist in *Leupoldina*. However, in some rare specimens they may probably be present, as is shown on figures 9 and 11, plate II.

The new genus differs from *Biglobigerinella* LALICKER in having elongated chambers, the last ones with two or more symmetrically arranged spines or bulb-shaped protuberances.

Leupoldina has obviously developed from *Schackoina* THALMANN, from which it differs in possessing two or more symmetrically arranged extensions in the last chamber and a double aperture in the ultimate chamber. Forms morphologically very similar to the new genus have been previously described under *Schackoina* by REICHEL (1947) (*Schackoina cenomana bicornis*, *Schackoina moliniensis*) and L. SIGAL (1952) (*Schackoina cabri*). In *Schackoina cenomana bicornis* the last or the last few chambers possess two symmetrically arranged, long spines (fig. 8,b), *Schackoina moliniensis* (fig. 8,c) the chambers possessing two spines are, in addition almost severed along the equatorial plane. The preservation of REICHEL's specimen made it impossible to see the apertures. Should future studies on more complete material show that these forms do not possess an interiomarginal, equatorial aperture typical of *Schackoina*, but instead have a double aperture typical of *Leupoldina*, then REICHEL's species would have to be placed in this genus.²⁾

Schackoina cabri SIGAL, reported from the Aptian of Tunisia, is likely to be *Leupoldina*. It seems to come from approximately the same stratigraphic level as the Trinidad specimens. The paired extensions of the last two chambers of SIGAL's figured type are broken off. It looks very much like the *Leupoldina protuberans*, n. gen., n. sp., specimen figured here on plate II, fig. 2. Better preserved Tunisian material will be needed to determine whether the chamber extensions

²⁾ After completion of the manuscript a sample of the Middle to Lower Cenomanian Gault formation from a borehole in south Trinidad was found to contain a few specimens which closely resemble *Schackoina cenomana bicornis* REICHEL and *Schackoina moliniensis* REICHEL. Although there are some indications of *Leupoldina*-type apertures, the poor preservation of the specimens does not allow a reliable observation. A rich planktonic foraminiferal fauna, consisting of such characteristic species as *Rotalipora appenninica appenninica* (O. RENZ), *Globigerina washitensis* CARSEY, four- and a few five-chambered *Schackoina* sp. accompany these specimens.

Schackoina cabri are spines as SIGAL assumes or are bulb-shaped and whether the ultimate chamber possesses a double aperture as does *Leupoldina protuberans*.

The genus is named for Prof. W. LEUPOLD, Zürich.

Leupoldina protuberans, n. sp.

Pl. II, figs. 1-13

Shape of test. - Early stage possibly very slightly trochospiral (usually not recognizable), later becoming planispiral, stellate. Wall. - Calcareous, finely perforate. Chambers. - Early chambers globular to subglobular, becoming more and more elongated; the early chambers of the last whorl each with a bulb- or bubble-shaped extension (often broken off). The final chamber, often also the penultimate and occasionally earlier chambers of the last whorl, with two, seldom three bulb-shaped extensions or protuberances, arranged symmetrically on each side of the equatorial plane. The final chamber with two protuberances may be almost severed along the equatorial plane (see pl. II, figs. 7, 9, 10). The last whorl consists of four to five chambers. Sutures. - Radial, depressed. Aperture. - In the early stage an interiomarginal, equatorial arch bordered by a thin lip. Ultimate chamber with two interiomarginal, umbilical apertures, one on each side of the chamber. Traces of probable relict apertures can occasionally be seen (pl. II, figs. 9, 11) but as a rule seem to be absent. In some specimens the interiomarginal, equatorial aperture persists to the ultimate chamber (pl. II, figs. 1, 3, 12), these might be taken as immature forms. Largest diameter of holotype. - 0.29 mm.

Observed stratigraphic range. - Aptian to Albian, ?Cenomanian.

Locality. - Holotype (pl. II, figs. 7, 7a) and figured paratypes (pl. II, figs. 1-6, 8-13a) from sample Bo. 529 in dark grey shale of probably Aptian age, exposed in the Piparo River, Central Range, Trinidad, B.W.I. (see textfig. 1). Figured specimens deposited in the Museum of Natural History, Basel (holotype C 2437, paratypes C 2431-C 2436, C 2438-C 2443). Unfigured paratypes deposited in the U. S. National Museum, Washington.

Remarks - The forms included here in *Leupoldina protuberans* display considerable variation. The last whorl consists of four to five chambers. Although two is the usual number of protuberances per chamber, specimens with three (pl. II, figs. 12, 13) do occasionally occur. The multiple protuberances are in many specimens restricted to the ultimate chamber but they are often also present in the penultimate and even earlier chambers. Such differences might appear a sufficient basis for the establishment of a number of subspecies. However, to justify such a subdivision it will have to be shown first that some or all of these features are not merely mutations which occur throughout the range of the species, but instead reflect evolutionary trends within the genus.

REFERENCES

- AUROUZE, G., & KLASZ, I. DE (1954): *Sur la présence de Schackoines dans le Crétacé supérieur de France, de Bavière et de Tunisie*. Soc. Géol. France, Bull. [sér. 6] 4, fasc. 1-3.
- BOLLI, H. M. (1957): *The genera Praeglobotruncana, Rotulipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad*. B.W.I. U.S. Nat. Mus., Bull. 215.
- BOLLI, H. M., LOEBLICH, A.R., & TAPPAN, H. (1957): *The planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae*. U. S. Nat. Mus., Bull. 215.
- BRÜNNMANN, P. (1952): *Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian) of Trinidad*. B.W.I. Bull. Amer. Paleontol., 34, no. 140.
- CUSHMAN, J. A. (1931): *Hastigerinella and other interesting Foraminifera from the Upper Cretaceous of Texas*. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 7, no. 4.
- CUSHMAN, J. A., & WICKENDEN, R. T. D. (1930): *The development of Hantkenina in the Cretaceous with a description of a new species*. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 6, no. 2.
- MONTANARO GALLITELLI, E. (1955): *Schackoia from the Upper Cretaceous of the northern Apennines, Italy*. Micropaleontology, 1, no. 2.
- REICHEL, M. (1948): *Les Hantkeninides de la Scaglia et les Couches Rouges (Crétacé-supérieur)*. Eclogae geol. Helv., 40, no. 2.
- SCHACKO, G. (1897): *Beitrag über Foraminiferen aus der Cenoman-Kreide von Moltzow in Mecklenburg*. Ver. Freunde Naturg. Mecklenburg, Arch., 50 (1896).
- SIGAL, J. (1952): *Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé*. XIX^e Congr. géol. internat., Algiers. Monogr. rég., sér. 1, no. 26.
- THALMANN, H. E. (1932): *Die Foraminiferen-Gattung Hantkenina Cushman 1925 und ihre regional stratigraphische Verbreitung*. Eclogae geol. Helv., 25, no. 2.

Plate I. Schackoia

All figures $\times 110$

- | | | |
|-------------|---|-----|
| | | Pag |
| Figs. 1-4. | <i>Schackoia pustulans pustulans</i> n. sp., n. subsp. | 27 |
| | 1, Side view of paratype with all bulb-shaped extensions broken off. 2, Side view of paratype with bulb-shaped extension of ultimate chamber preserved. 3, Side view of holotype with bulb-shaped extensions preserved on two chamber of final whorl. 3a, Edge view, showing position of the slightly excentrical aperture. 4, Side view of fully preserved paratype. | |
| Fig. 5. | Side view of a specimen close to <i>Schackoia pustulans pustulans</i> , n. sp., n. subsp. with two apertures in the final chamber, one on each side. The ultimate chamber partly embraces the 5th last chamber. This specimen indicates the close relationship of <i>Schackoia</i> and <i>Leupoldina</i> n. gen. It might in fact be regarded as an immature specimen of <i>Leupoldina</i> where the multiple extensions are not developed in the last chamber. | |
| Figs. 6-7. | <i>Schackoia pustulans quinquecamerata</i> n. sp., n. subsp. | 27 |
| | 6, Side view of paratype with all bulb-shaped extensions broken off. 7, Side view of holotype with bulb-shaped extensions preserved in the 3 last chambers. 7a, Edge view, showing slightly excentrical position of aperture. | |
| Figs. 8-10. | <i>Schackoia reicheli</i> n. sp. | 27 |
| | 8, Side view of paratype showing the bulb-shaped extension preserved in the ultimate chamber. 9, Side view of paratype showing the strongly elongated, tapering chambers with all bulb-shaped extensions broken off. 10, Side view of holotype with bulb-shaped extension on the penultimate chamber preserved. 10a, Edge view, showing slightly excentrical position of aperture. | |

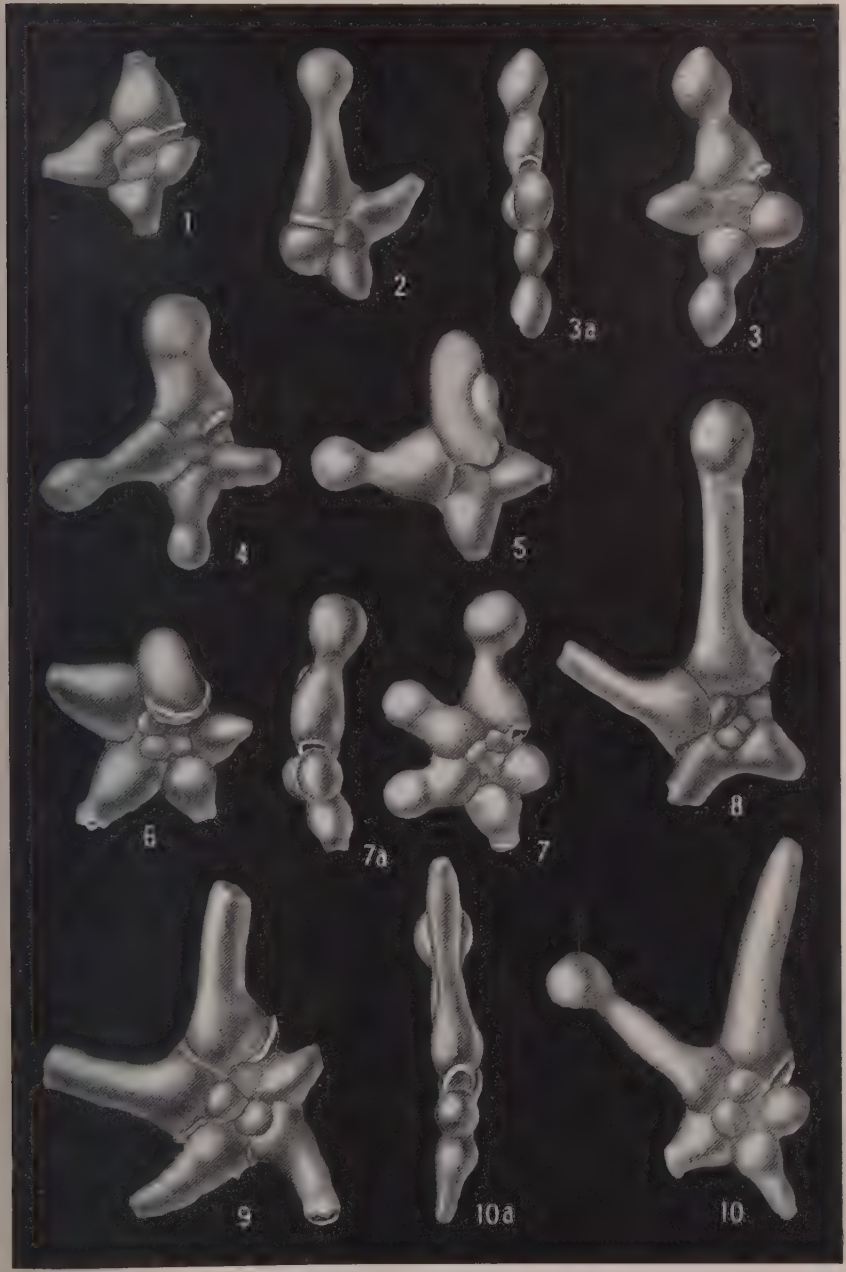
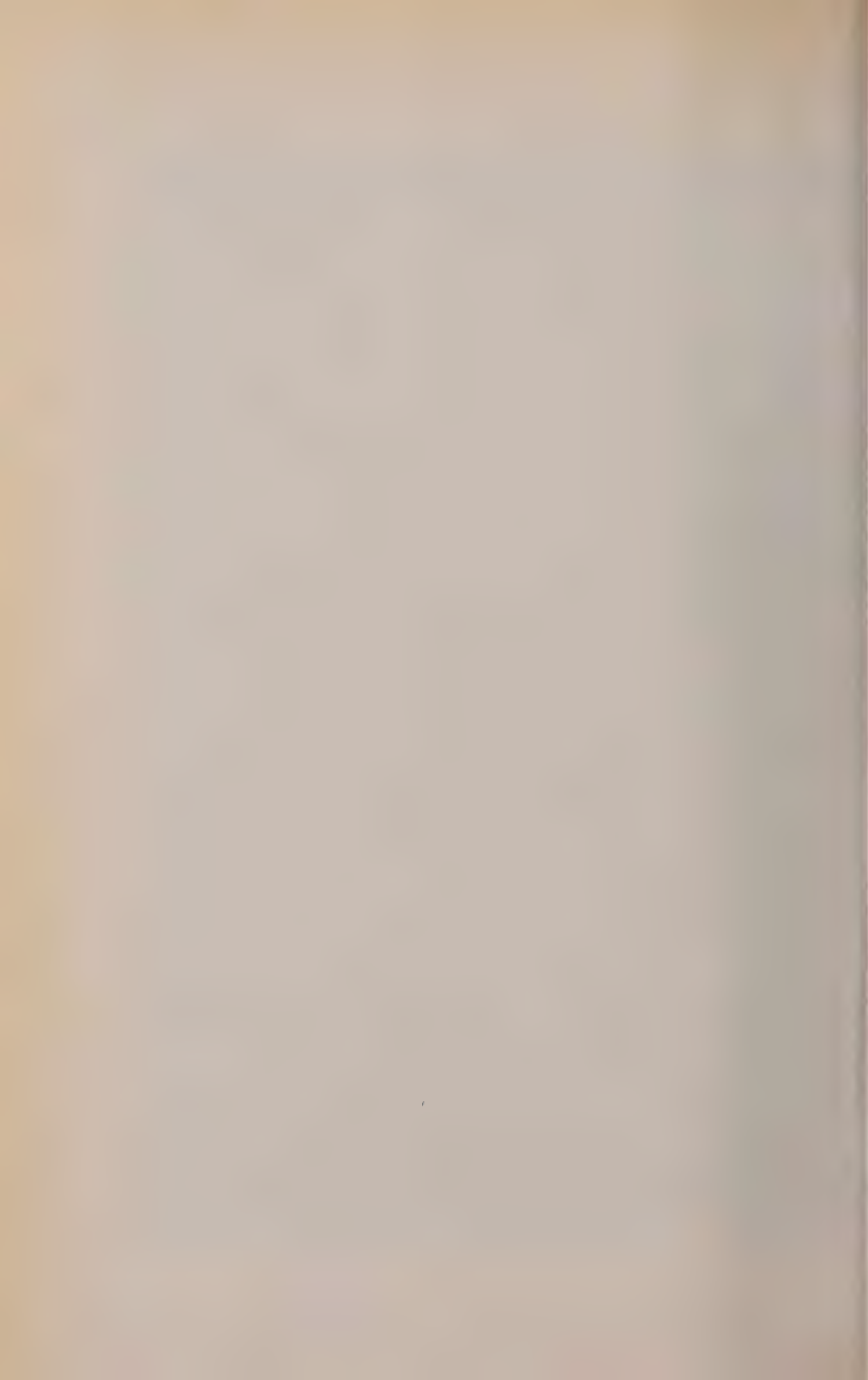


Plate II. *Leupoldina* n. gen.All figures $\times 110$ Figs. 1-13. *Leupoldina protuberans*, n. gen., n. sp. 27

1, Side view of paratype with the paired extensions of the ultimate chamber broken off. The aperture of the last chamber is still undivided and equatorial in position, which indicates an immature specimen. 2, Side view of paratype with the paired extensions of the last two chambers broken off. 3, Side view of paratype showing paired bulb-shaped extensions of ultimate chamber and single ones in earlier chambers preserved. 3a, Edge view, showing *Schackoina*-like aperture in a slightly excentric position; the double aperture characteristic for *Leupoldina* is not yet developed in the final chamber, it might therefore be regarded as a juvenile specimen. 4-6, 10, Side views of paratypes with paired bulb-shaped extensions restricted to the final chamber; one of the two extra-umbilical apertures of the final chamber is visible. 7, Side view of holotype showing paired bulb-shaped extensions in the two last chambers. The single bulb-shaped extensions of the two earlier chambers of the last whorl are broken off. One of the two interiomarginal, umbilical apertures of the ultimate chamber is visible. 7a, Edge view of holotype, showing the almost completely divided ultimate chamber with the two bulb-shaped extensions and the two interiomarginal, umbilical apertures. 8, 8a, Side and edge views of paratype showing similar features as holotype (figs. 7, 7a). 9, 11, Side view of paratypes showing probable relict apertures in the penultimate chambers. 12, Side view of paratype with three bulb-shaped extensions in the last chamber. The single extensions in the three earlier chambers of the last whorl are broken off. The equatorial aperture of the ultimate chamber indicates that the specimen is immature. 13, Side view of paratype showing three bulb-shaped extensions in the last chamber. The paired extensions in the three earlier chambers of the last whorl are broken off. The first chamber of the last whorl, partly embraced by the ultimate chamber and its central protuberance, has the single bulb-shaped extension preserved. One of the two interiomarginal, extraumbilical apertures is visible. 13a, Edge view, showing the three bulb-shaped extensions and the two interiomarginal, umbilical apertures of the ultimate chamber.





Ostrakoden als Salzgehalts-Indikatoren im obern Bathonien des Boulonnais

Von **Henri J. Oertli**, Chambourcy¹⁾

Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel (I)

Im Jahre 1956 wurden von der C.E.P. (Compagnie d'Exploration Pétrolière) verschiedentlich Feldaufnahmen in der weitem Umgebung von Boulogne-sur-Mer ausgeführt. Dabei wurden reichlich Proben aus sicher datierten Horizonten des obern Dogger und Malm entnommen; sie sollten anhand ihrer Mikrofauna die Einstufung entsprechender Schichten in Tiefbohrungen des zentralen Pariser Beckens erleichtern. – Eine dieser Proben nun, aus einem Steinbruch im obern Bathonien, liess nach der Zusammensetzung der Mikrofossilien auf ein brackisches Milieu schliessen und erinnerte an das brackisch-limnische Bathonien des Poitou²⁾. Um Bedeutung und Art dieser brackischen Einflüsse im sonst marinen Bathonien abzuklären, wurde daraufhin im betreffenden Steinbruch eine detaillierte Proben-
aufsammlung durchgeführt (Feldaufnahmen: J. Biju-Duval und J.-J. Bizon). Der Steinbruch, bekannt unter dem Namen «Les Pichottes», liegt nahe der Route Nationale 42 (Boulogne–Lille), hinter der ehemaligen Bahnstation von Le Waast, 14½ Kilometer östlich von Boulogne.

Die Schichtfolge des etwa 3½ Meter hohen Aufschlusses zeigt eine Wechsel-
lagerung von grauen – seltener braunen – mergligen Kalken mit Mergeln oder Tonen. Im obersten Horizont finden sich Blöcke von braunem Callovien-Oolith.

Der grösste Teil der Gesteinsproben enthielt eine ziemlich reichhaltige und zum Teil gut erhaltene Mikrofauna, und zwar vor allem Ostrakoden. Die marinen Formen unter ihnen wurden grösstenteils schon anderswo im Pariser Becken festgestellt. Soweit es sich dabei um nicht eindeutig identifizierbare oder aber unbeschriebene Arten, bzw. Gattungen handelt, werden sie hier mit den intern verwendeten Kennbuchstaben und -zahlen aufgeführt. Ein Teil dieser neuen Formen steht in eingehenderem Studium.

Die Thanatocönos der verschiedenen Proben des Profiles lassen auf einen küstennahen Ablagerungsraum schliessen; das Milieu schwankte mehrmals zwischen vollmarinen und brackischen – fast limnischen – Bedingungen. Anhand einiger Beispiele seien die Argumente für diese Bestimmungen der «Paläo-Salinität» diskutiert; wir stützen uns dabei teilweise auf den hervorragenden Artikel von HILTERMANN 1949³⁾.

¹⁾ Der Direktion der Compagnie d'Exploration Pétrolière sei bestens gedankt für die Erlaubnis zur Publikation dieser Arbeit.

²⁾ BERNARD, F., BIZON, J.-J. & OERTLI, H. J. (1957): Ostracodes lacustres du Bathonien du Poitou. – Bull. Soc. géol. France (6) 6: 753–770, pl. 21–23.

³⁾ HILTERMANN, H.: Klassifikation der natürlichen Brackwässer. – Erdöl und Kohle 2: 4–8.

Probe BD 201 enthält eine Anzahl Chara-Oogonien und vor allem sehr viele Larvenformen einer Art, die in die Nähe der Gattung *Cyprideis* gehört. Mit Ausnahme eines Jugendstadiums einer unbestimmbaren Form finden sich keine andern Arten. Die Probe dürfte einem oligo- bis höchstens miohalinen Milieu entstammen; bei höherer Salinität wären andere Ostrakoden aufgetreten, später auch Foraminiferen. Bei limnischen Bedingungen dagegen hätten sich wohl reine Süßwasser-Ostrakoden eingestellt.

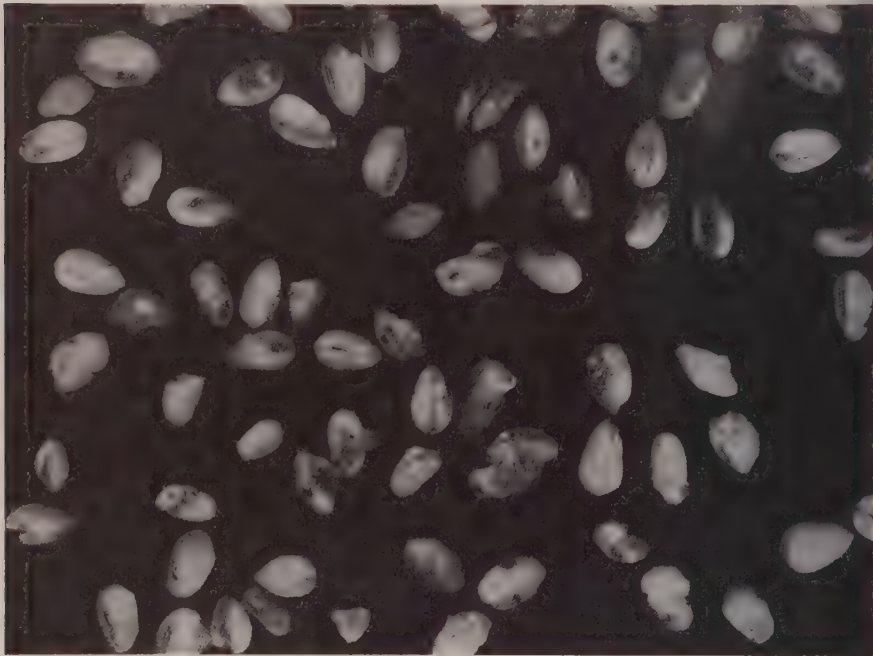


Fig. 1. Oligo-miohaline Ostrakodenfauna von BD 204.
(Larven von *Cyprideis*? sp.). Vergrößerung zirka 25fach.

In Probe BD 209 fehlen typisch marine Formen wie etwa Vertreter der Gattungen *Lophocythere*, *Progonocythere*, *Oligocythereis*; doch finden sich immerhin fünf Arten von Ostrakoden, ohne Überhandnehmen einer einzelnen Art. Das gleichzeitige Vorkommen von vereinzelt Charophyten-Oogonien und einer Art von brackischen Foraminiferen (*Haplophragmoides*? sp.) lässt auf ein mesohalines Milieu schliessen, nahe dem pliohalinen Bereich.

Die braunen Mergel von BD 205 sind wohl einer Ablagerung in pliohalinem Milieu zuzuschreiben. Zu gut der Hälfte besteht die Fauna wiederum aus Larvenformen einer *Cyprideis*?-Art (vgl. BD 201); daneben treten jedoch auch jugendliche und adulte Stadien von Arten der Genera *Eocytheropteron* und *Bythocypris* sowie einer noch namenlosen Gattung («n. g. B») auf. Die Fauna ist also relativ

variiert; typisch marine Arten hingegen fehlen. Immerhin finden sich schon einige Foraminiferen, vor allem Sandschaler, Formen, die in brackischem Milieu von 9‰ NaCl an aufwärts bereits existieren konnten.

BD 210 schreiben wir einem brachyhalinen Milieu zu. Es zeigen sich darin bereits Vertreter der Gattungen *Oligocythereis*, *Lophocythere* (beide selten) und – zahlreicher – *Progonocythere*. In grösserer Zahl treten aber auch *Eocytheropteron* sp. 21 und n. g. *B*, sp. 103 auf, Arten, die wohl euryhalin sind, sich aber nach unsern Beobachtungen in einem normal marinen Milieu nicht voll entfalteteten.



Fig. 2. Brachyhaline Ostrakodenfauna von BD 210.

(1 = *Progonocythere* cf. *juglandica*, 2 = *Lophocythere* *scabra*, 3 = n. g. *B*, sp. 103, 4 = *Eocytheropteron* sp. 21). Vergrößerung zirka 25fach.

Einem normal marinen Milieu entspricht BD 195. Unter den Ostrakoden dominiert *Progonocythere* cf. *juglandica* (JONES), während die Foraminiferen vor allem mit Lenticulinen und Vaginulinen vertreten sind.

Ebenfalls marinen – aber wahrscheinlich noch nicht vollmarinen – Charakter weist zum Beispiel BD 199 auf. Die Ostrakoden sind zwar artenreich vertreten, und brackische Formen fehlen. Hingegen finden wir typisch marine Arten, wie etwa *P.* cf. *juglandica*, kaum oder gar nicht vor. Der Salzgehalt zur Zeit dieser Ablagerung dürfte darum etwa 30‰ NaCl betragen haben.

Mit Recht wird man die Frage stellen, ob diese Assoziationen auch wirklich Biocönos darstellen, ob nicht Einschwemmungen Schuld an den angenommenen

Salinitätsschwankungen tragen. Wir glauben, dass hier die Thanatocönosen tatsächlich die biologische Faunenzusammensetzung widerspiegeln. Denn unsere Faunen haben alle einen ziemlich reinen Aufbau: im oligo-miohalinen Bereich zum Beispiel fehlen marine Ostrakoden-Arten (mit Ausnahme einer einzelnen allochthonen *Progonocythere blakeana*) wie auch Foraminiferen vollständig; umgekehrt zeigten sich im marinen Milieu nirgends *Cyprideis*?-Formen, einzig fanden sich in zwei Proben ganz vereinzelt Oogonien. Im Falle massiver Zusammen-



Fig. 3. Marine Ostrakodenfauna von BD 195.

(1 — *Progonocythere* cf. *juglandica*, 2 — *Progonocythere stilla*, 3 — *Progonocythere blakeana*, 4 — *Lophocythere scabra*, 5 — *Lophocythere ostreata*, 6 — *Pleurocythere* sp. 12, 7 n. g. B, sp. 103, 8 = *Eocytheropteron* sp. 21). Vergrößerung zirka 25fach.

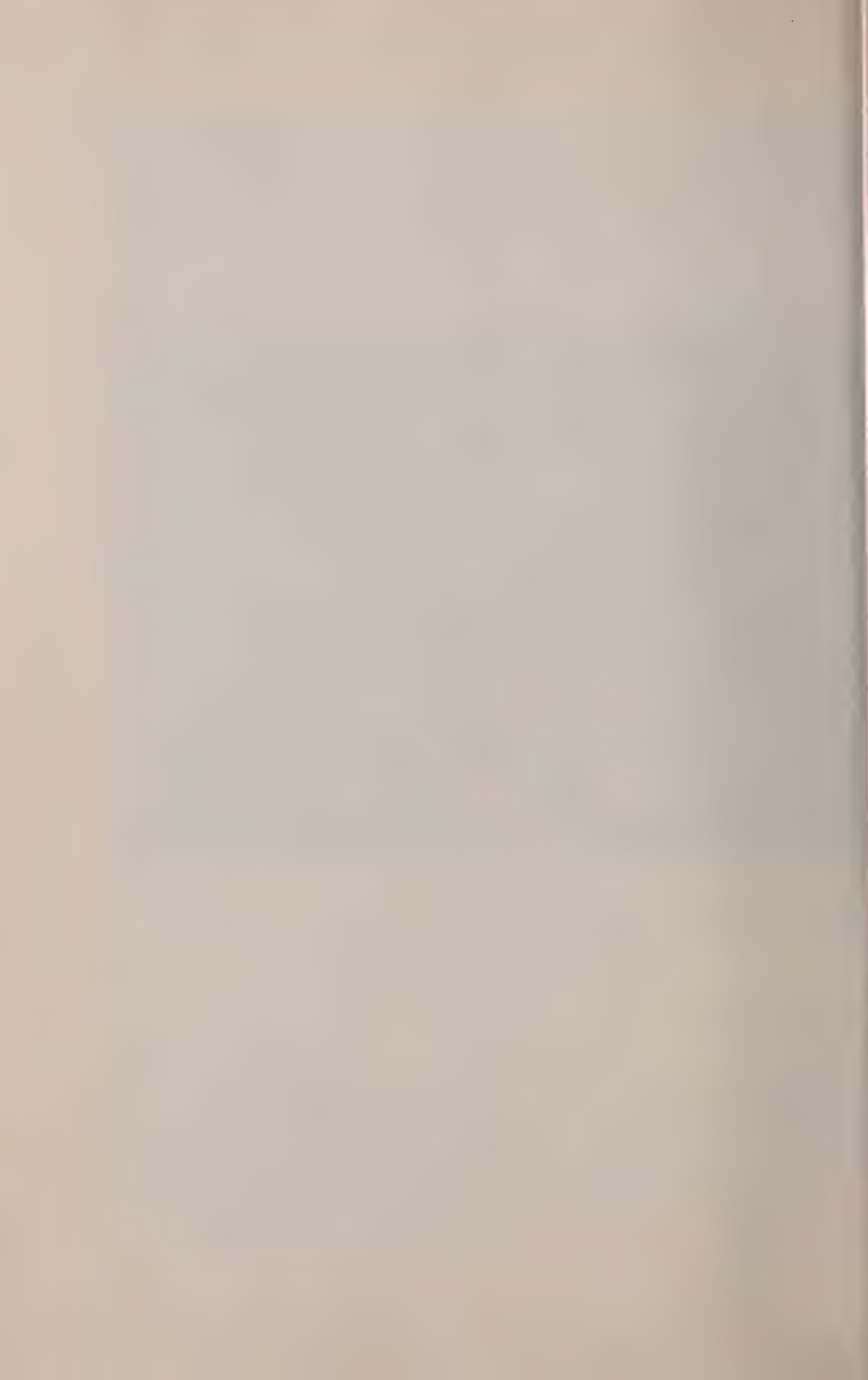
schwemmungen aber wäre das Faunenbild jedenfalls wesentlich weniger einheitlich.

Verwunderlich mag erscheinen, dass die Faunen des sehr schwach salzigen Milieus fast durchwegs aus Larvenstadien zusammengesetzt sind. Ähnliche Erscheinungen beobachteten wir im Bathonien des Poitou (s. Anm. 2); allerdings wurden dort in andern Proben auch erwachsene Stücke gefunden. — Vielleicht sind dafür lokale, schwache, selektive Strömungen verantwortlich.

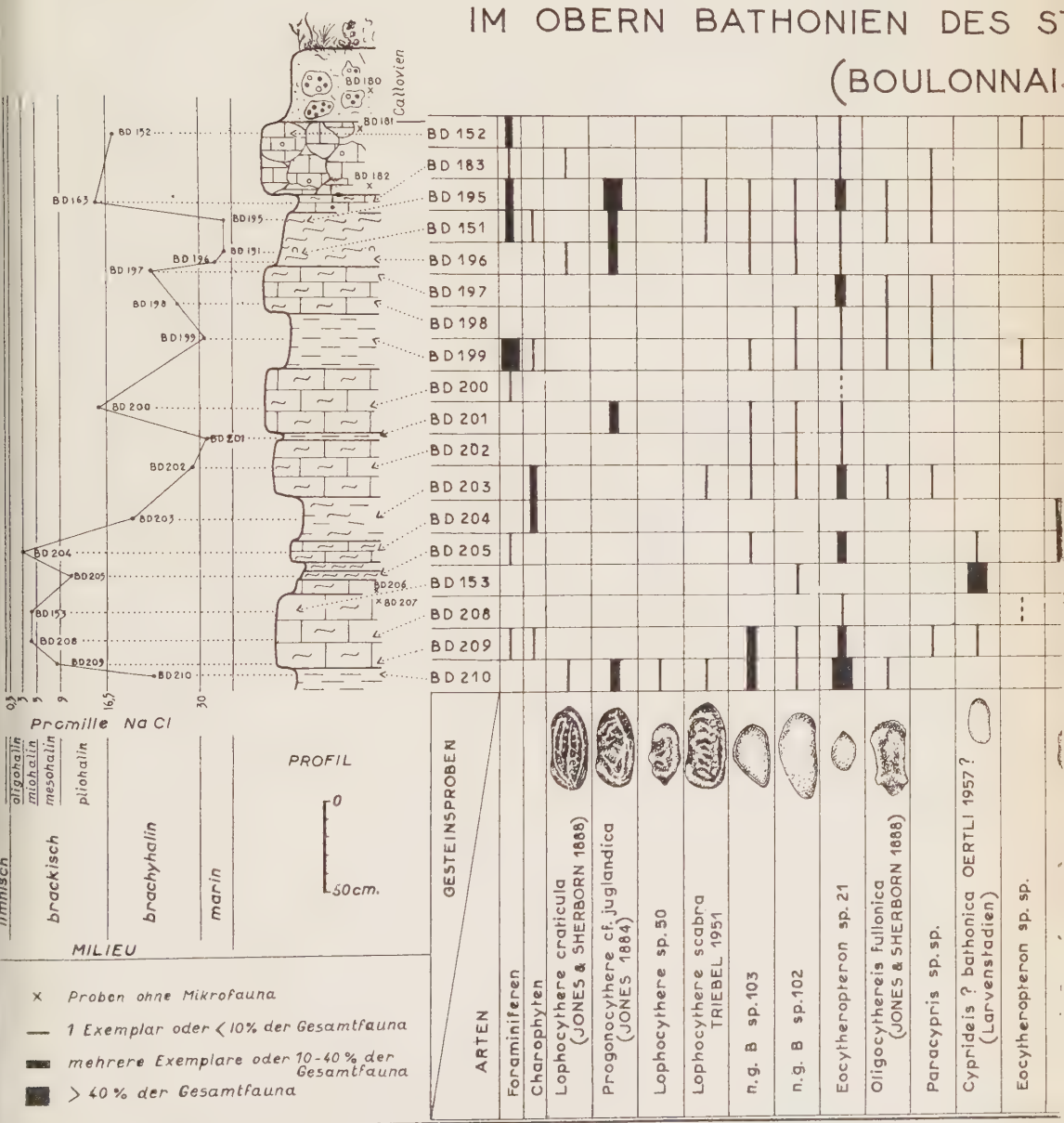
Schliesslich liesse sich einwenden, die vorgefundenen Assoziationen seien zwar offenbar autochthon, gäben aber doch nicht unbedingt das Salzmilieu der

maligen Zeit wieder, da die Faunen vielleicht brüsken Schwankungen eben dieses Salzgehaltes zum Opfer gefallen seien. Wäre dies aber der Fall, hätten wir ebenfalls eine mit marinen und brackischen Elementen gemischte Fauna zu erwarten; denn nach Änderung des Salzgehaltes würde sich jeweils eine andere Assoziation einstellen. Die von uns festgestellten Schwankungen scheinen im Gegenteil nicht besonders kurzfristig gewesen zu sein; denn die relativ umfangreichen Gesteinsproben konnten ja nicht einem feinen Horizont entnommen werden; sie stammen vielmehr aus einem im Mittel etwa 10 Zentimeter mächtigen Abschnitt.

Die Arbeit über das obere Bathonien des Poitou (vgl. Anm. 2) zeigte, dass im Nordrand des Massif Central zum Teil ein brackisches bis limnisches Milieu herrschte (wie dies übrigens schon lange anhand von Makrofossilien erwiesen war). Ein ganz ähnliches «Massivrand-Phänomen» ergeben nun die vorliegenden Untersuchungen: die im obern Bathonien auf weite Strecken herrschende Tendenz zur Emersion war am Südwestrand des anglobelgischen Ardennenmassives besonders ausgeprägt und äusserte sich in mehrfachem Hin und Her zwischen vollmarinem und nur mehr schwach salzigem Milieu.



OSTRAKODEN ALS S
IM OBERN BATHONIEN DES S
(BOULONNAI



Neotrocholina friburgensis n. sp., foraminifère de l'Urgonien alpin

Par Henri Guillaume et Manfred Reichel

avec 2 figures dans le texte et 1 planche (I)

En décrivant le genre *Neotrocholina* et son type *N. valdensis* du Valanginien d'Arsier (Vaud), l'un de nous (R) a déjà fait mention de la forme dont il s'agit ici et remarqué que c'est celle que J. SPECK (1953) a figurée sous le nom de *Rotalia* (p. 1) dans son travail très documenté sur les galets de la Molasse suisse. L'analyse détaillée de ses caractères nous a montré qu'elle appartient indubitablement au genre *Neotrocholina* et ne diffère du type que par sa forme biconvexe et sa plus grande taille.

Le matériel étudié provient presque en totalité du calcaire pseudoolithique urgonien de la région du Montsalvens (à l'est de Bulle en Basse Gruyère), massif montagneux appartenant à la nappe des Préalpes bordières (ultrahelvétique) sur lequel l'un de nous (G. 1957) vient de publier une monographie géologique. On y trouvera (p. 98 et suiv.) des renseignements détaillés sur les gisements. En plusieurs points, le calcaire est friable, ce qui a permis d'en isoler aisément la microfaune. *Neotrocholina friburgensis* n. sp. se montre de préférence en compagnie de Trilobitidés, Orbitolinidés, *Choffatella* et Dasycladacées (*Salpingoporella muhlbergi* LORENZ).

Neotrocholina friburgensis n. sp.

holotype: Spécimen n° G. 747/A, Inst. Géol. Fribourg (fig. 1 abcd).

paratypoides: Spécimens n° G. 747/B à G. 747/G inclus et lames minces n° G. 747/1 à G. 747/30 inclus, ibid.

Localité du type: Paquier Cabu, au SE de la colline du Frassillet (Cerniat, Préalpes fribourgeoises).

Niveau du type: Calcaire pseudoolithique urgonien du Montsalvens (Ultrahelvétique externe).

Époque: Barrémien supérieur-Aptien.

¹⁾ Les coupes figs 14, 15 et 16 de la pl. 10 de cet ouvrage peuvent être attribuées sans autre *Neotrocholina friburgensis* n. sp., l'axiale fig. 15 qui est la plus typique est reproduite ici (pl. I, fig. 11). La coupe fig. 17, donnée comme équatoriale de la forme en question et devant démontrer chez elle la présence de septa, n'est pas d'une Néotrocholone, mais d'un autre foraminifère alpin conservé, dont l'identité ne peut être précisée d'après le cliché.

Diagnose: Espèce du genre *Neotrocholina* REICHEL 1956, avec les particularités suivantes: forme conico-lenticulaire; diamètre moyen: 1.07 mm; hauteur moyenne: 0.64 mm; rapport moyen D/H: 1.66; côté dorsal lisse; côté ventral: noyau ombilical à mosaïque d'une trentaine de piliers occupant de la $\frac{1}{2}$ aux $\frac{3}{5}$ du diamètre, et bande marginale portant des sillons et des bourrelets radiaux sur la moitié interne; loge tubulaire enroulée généralement sur 6 tours.

Dimensions en mm:

	Holotype	Paratypoides				
	G. 747/A	G. 747/B	G. 747/C	G. 747/D	G. 747/E	G. 747/F
Diamètre	1.14	1.08	1.08	1.17	0.93	1.32
Hauteur	0.69	0.66	0.60	0.66	0.54	0.75
D/H	1.65	1.63	1.80	1.77	1.72	1.76

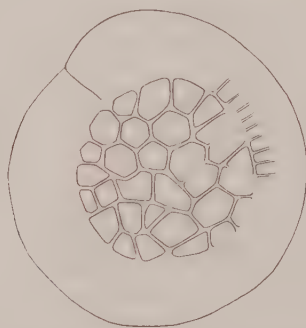


Fig. 1. Mosaïque des piliers ombilicaux de l'holotype observée sous immersion et dessinée à la chambre claire.

Les dimensions maximales observées sont celles de G. 747/F. Les individus jeunes ont généralement une allure de cône surbaissé à base plane (fig. 3), et le rapport D/H approche ou dépasse 2.

Description:

Caractères externes.

Le test est en forme de lentille épaisse aux convexités asymétriques et au bord arrondi. Son côté dorsal est lisse, sans trace de suture ni d'ornementation, et ne laisse rien deviner de la structure interne. Usé superficiellement ou sous immersion il montre une loge trochospiralée à enroulement dextre ou sénestre. Le côté ventral de pourtour circulaire, comprend une protubérance centrale occupant la moitié ou les trois cinquièmes du diamètre, et ceinturée d'une bande marginale moins bombée.

Bien qu'ayant généralement une allure de lentille épaisse (chez 66% des 370 individus examinés), la forme extérieure de *Neotrocholina friburgensis* est sujette à quelques variations en ce qui concerne la convexité du côté ventral. Chez les individus jeunes, ce côté est plan (fig. 3); il se bombe plus ou moins fortement chez

adulte, jusqu'à dessiner une convexité aussi accusée que celle du côté dorsal. On observe cependant sur quelques exemplaires un bombement plus faible qui leur prête une allure extérieure voisine de *Neotrocholina valdensis* REICHEL. La forme qui nous a servi à construire les coupes schématiques (fig. 2) est la plus commune.

La protubérance ombilicale est ornée d'une mosaïque d'environ 30 piliers aux contours polygonaux, d'inégale grandeur, et séparés par d'étroits sillons (fig. 1). Sur le pourtour de cette mosaïque, les piliers fusionnent parfois avec la bande marginale, ou en sont le plus souvent séparés par un sillon circulaire. La bande marginale correspond à la face inférieure du dernier tour de la loge qui se termine par une ouverture simple. La moitié interne de la bande marginale porte des sillons radiaux peu marqués, plus ou moins régulièrement espacés, laissant entre eux de légers bourrelets plus larges qu'eux-mêmes.

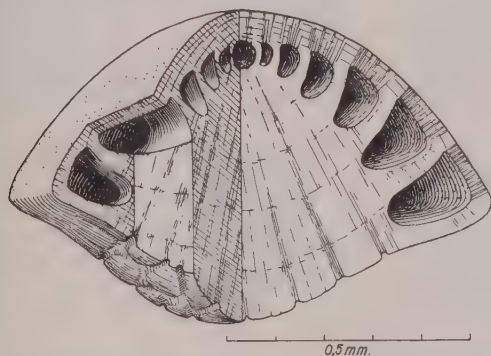


Fig. 2. Schéma structural de *Neotrocholina friburgensis* n. sp.

Caractères internes.

Le proloculus sphérique uniloculaire s'ouvre sur une seule loge tubulaire, à section en forme de coin, à enroulement trochospiralé, et décrivant généralement 6 tours. Cette loge, comblée de calcaire semi-opaque ou, très rarement, de calcite cristallisée en larges plages, s'appuie sur un noyau calcitique conique, d'aspect fibreux en coupe axiale, rayonnant de l'origine de la trochospire vers la face ventrale du test dont il détermine la protubérance centrale, et où les sillons l'indentent inégalement. Des filets ténus de matériel calcaire opaque, à l'intérieur du noyau ombilical, individualisent les piliers qui le constituent.

La paroi de la loge est calcaire et perforée, comme le relevait J. SPECK (1953). Mince à l'extrémité orale de la loge, cette paroi est considérablement épaissie à la hauteur des premiers tours. En effet, la couche calcitique dont la croissance prolonge la loge ne se termine pas au contact du tour précédent, mais le recouvre et remonte même vers l'apex, en diminuant d'épaisseur. Jusqu'au pénultième tour, l'épaississement de la paroi résulte donc d'une structure en fines couches calcitiques ou laminae (cf. SMOUT 1954).

Le faisceau des piliers ombilicaux et la paroi de la loge possèdent les mêmes caractères optiques. Les baguettes calcitiques constituant les laminae de la face

latérale de la paroi sont perpendiculaires à la surface du test; celles qui en forment la face inférieure deviennent parallèles à la direction des piliers voisins.

En coupe horizontale ou oblique-tangentielle (pl. I figs 8-12) le caractère indivis de la loge apparaît clairement. Les dentelures qu'on voit, sur ces coupes rayonner du noyau ombilical, sur une portion du tour, correspondent aux bourrelets et aux sillons de la face inférieure du plancher de la loge.

Rapports et différences:

Neotrocholina friburgensis n. sp. se distingue de *N. valdensis* R1 par la convexité de sa face basale, sa spire plus haute, la disposition nettement divergente de ses piliers et sa plus grande taille. Ses caractères l'écartent encore davantage de l'espèce barrémienne américaine: *N. floridana* CUSHMAN et APPLIN dont la spire est basse et la face ombilicale presque entièrement occupée par la mosaïque des piliers.

Distribution:

Notre espèce est commune dans le faciès pseudoolithique des nappes ultrahelvétiques ainsi que dans le «Schrattenskalk» helvétique. Nous l'avons observée dès la base du Barrémien et jusque dans l'Aptien inférieur. Il est possible que son extension verticale dépasse ces limites et qu'on la retrouvera aussi bien plus bas que plus haut, dans les faciès auxquels sa présence semble être liée.

OUVRAGES CITÉS

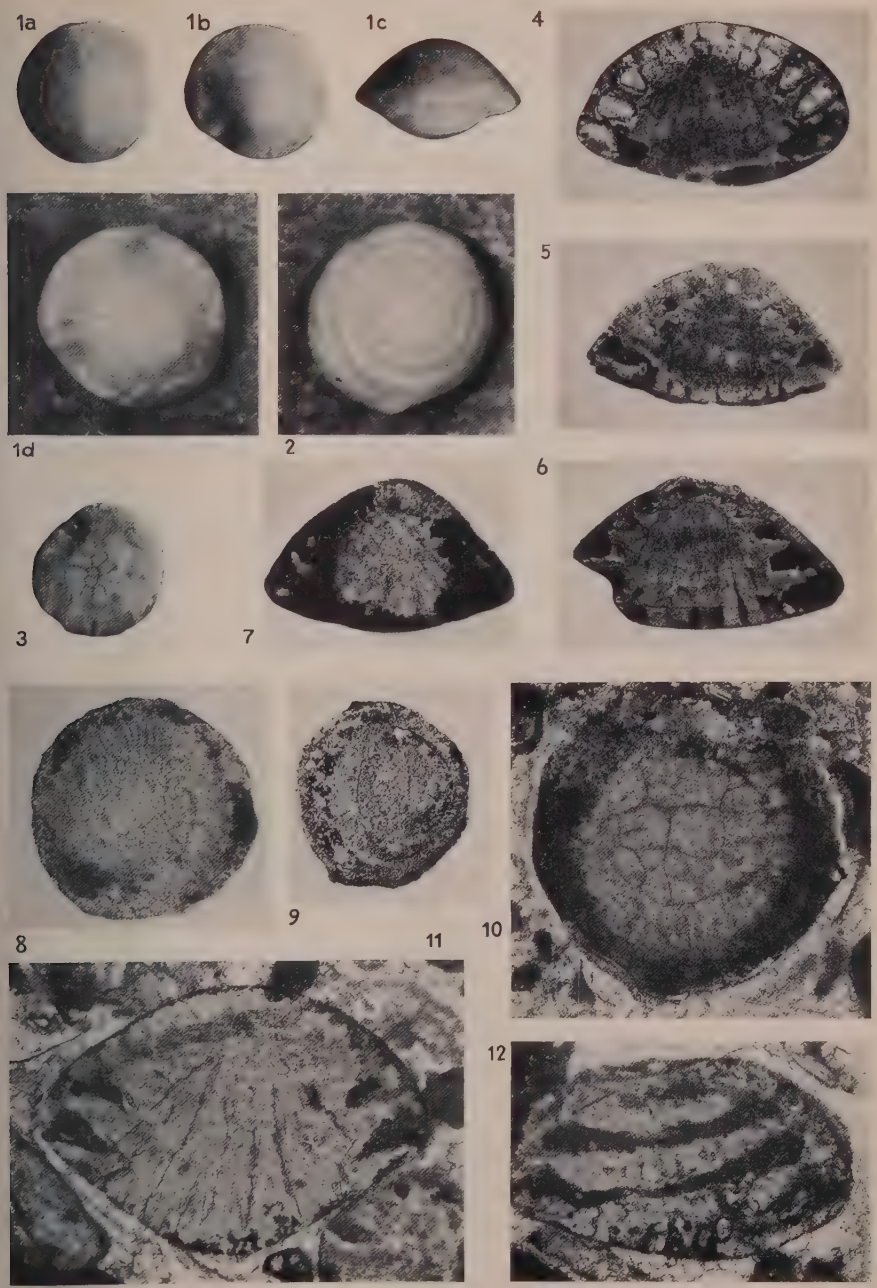
- CUSHMAN, J. A., & APPLIN, E. R. (1947): *Two new species of lower Cretaceous foraminifera from Florida*. Contr. Cushman Labor. Res. 23.
 GUILLAUME, H.: *Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises)* Thèse, Fribourg. Mat. Cart. géol. Suisse (N. S.) 104.
 REICHEL, M. (1955): *Sur une Trocholone du Valanginien d'Arsier*. Eclogae geol. Helv. 48.
 SMOUT, A. H. (1954): *Lower tertiary Foraminifera of the Qatar Peninsula*. Brit. Mus. (Nat. Hist.).
 SPECK, J. (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee*. Thèse, Zurich.

PLANCHE I

Neotrocholina friburgensis n. sp. GUILLAUME & REICHEL.

Figs 1-9. Urgonien du Montsalvens, Figs 10-12, «Schrattenskalk» erratique, Goldau.

- Fig. 1. Holotype G. 747/A. a) côté spiral. b) côté ombilical Gr. 17,5 $\times$, c) vue latérale Gr. 21 $\times$, d) mosaïque des piliers (sous l'eau) Gr. 24 $\times$.
 Fig. 2. Spécimen G. 747/D, un peu usé superficiellement. Spire visible (sous l'eau). Gr. 24 $\times$.
 Fig. 3. Spécimen G. 747/G, côté ombilical d'un jeune individu.
 Fig. 4. Spécimen G. 747/5, coupe axiale un peu oblique. Pores et laminae visibles. Gr. 35 $\times$.
 Fig. 5. Spécimen G. 747/1, coupe axiale. Début de corrosion. L'encroûtement calcaire remplit les interstices des piliers et une partie de la loge spiralée. Gr. 35 $\times$.
 Fig. 6. Spécimen G. 747/16, coupe axiale, dernier tour incomplet. Gr. 35 $\times$.
 Fig. 7. Spécimen G. 747/12, coupe axiale. Test rendu partiellement opaque par altération de sa structure intime. Gr. 35 $\times$.
 Fig. 8. Spécimen G. 747/20a, coupe subhorizontale au dernier tour de la loge. La paroi externe a localement disparu. Derniers sillons de la face inférieure du plancher visibles.
 Fig. 9. Spécimen G. 747/20b, coupe oblique passant par 3 tours de loge.
 Fig. 10. Coupe horizontale montrant les sillons rayonnants et (en noir) la loge spiralée. 70 $\times$.
 Fig. 11. Coupe subaxiale montrant la disposition rayonnante des piliers. (Exemplaire figuré par J. SPECK 1953, pl. 10 fig. 15). 53 $\times$.
 Fig. 12. Coupe tangentielle. 70 $\times$.



Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz*)

Von **Franz Hofmann**, Schaffhausen

Mit 2 Figuren und 8 Tabellen im Text

Einleitung

Die nachstehend dargestellten Untersuchungen dienten vor allem dazu, zu versuchen, die Probleme des Zusammenwirkens der Schüttungssysteme und der Sedimentation im Gebiet der ostschweizerischen Molasse vom Beginn der aquitanen untern Süsswassermolasse bis zum Ende der Molassezeit abzuklären. Dazu wurden vor allem sedimentpetrographische Untersuchungen durchgeführt. Es war sehr wertvoll, auf früher publizierte schwermineralogische Daten aus dem Untersuchungsgebiet zurückgreifen zu können, insbesondere auf die Arbeiten von A. VON MOOS (1935), K. KLEIBER (1937), H. H. RENZ (1937 a), H. TANNER (1944) und K. HABICHT (1945 a). Die neu angewandten Untersuchungsverfahren erlaubten es, auch diese älteren Daten weitgehend neu zu interpretieren und auszuwerten. Sehr wertvoll waren auch die in den genannten Arbeiten enthaltenen geröllstatistischen Angaben.

Sedimentpetrographische Untersuchungsmethodik

Die zu untersuchenden Sandsteinproben wurden unter Schonung der Körner zerdrückt und – in Anlehnung an die Methodik von H. FÜCHTBAUER – durch Kochen mit 10%iger Essigsäure vom Karbonatanteil befreit. Der Aufschluss mit Essigsäure anstelle von Salzsäure erwies sich als sehr wichtig, weil dadurch der Apatit erhalten bleibt, der sich gerade in der untern Süsswassermolasse als sehr wichtig für die Interpretation der Resultate erwies. Auch bei der Behandlung der Proben mit kalter, stark verdünnter Salzsäure wird der Apatit weitgehend eliminiert.

Zur Untersuchung wurde die Fraktion 0,06–0,4 mm verwendet, wodurch sich die nachstehend beschriebenen Resultate direkt mit den auf identische Weise gewonnenen Daten von H. FÜCHTBAUER aus der süddeutschen Alpenvorlandsmolasse vergleichen lassen.

Bei Vergleichen mit Angaben früherer Autoren ist die jeweils gewählte Kornfraktion, an der die Schwermineralbestimmungen durchgeführt wurden, zu berücksichtigen. VON MOOS und RENZ verwendeten die Fraktion 0,1–0,2 mm,

*) Erweiterte Fassung eines gleichnamigen Referates, gehalten an der 73. Generalversammlung der Schweiz. Geol. Ges., Neuenburg, 22. Sept. 1957.

TANNER jene von 0,08–0,2 mm; HABICHT untersuchte die Fraktionen 0,05–0,1 mm und 0,1–0,2 mm getrennt.

Während z. B. Granat meist in den gröbern Fraktionen angereichert ist, findet man Zirkon, Rutil und Erz eher in den feineren Anteilen; dies gilt oft auch für Epidot. Bei den Daten von HABICHT (1945 a) und RENZ (1937 a) kommen diese Einflüsse deutlich zur Geltung. Auch für die Leichtmineralien gelten ähnliche Regeln, die aber in allen Fällen für Sande verschiedener Herkunft verschieden sein können.

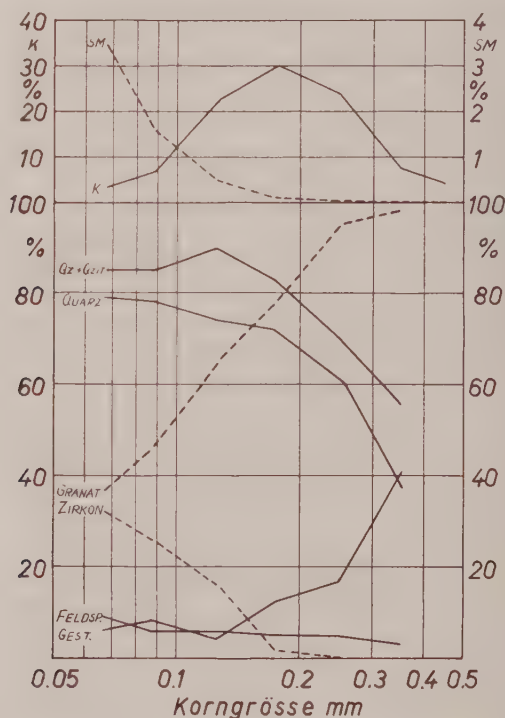


Fig. 1 Beziehungen zwischen Kornverteilung und Mineralbestand eines Sandes der Bodenseeschüttung, obere Süswassermolasse (Probe Nr. 57, Tab. V, Tannenber NW St. Gallen). Oberer Teil des Diagramms: K = Kornverteilungskurve des karbonatfreien Sandes, ohne Schlammstoffe. SM = Prozentualer Gehalt des karbonatfreien Sandes an Schweremineralien in Funktion der Korngrösse.

Unterer Teil des Diagramms: Mineral-Auszählergebnisse in Funktion der Korngrösse. Qz. + Qzit. = Quarz + Quarzit; Feldsp. = Feldspat; Gest. = Gesteinstrümmer.

Figur 1 zeigt am Beispiel eines Sandes der Bodenseeschüttung aus der obren Süswassermolasse von St. Gallen einige, für dieses Material geltende Beziehungen zwischen Körnung, Schweremineralgehalt und Verteilung der Schwere- und Leichtmineralien in den verschiedenen Kornfraktionen. Während bei den Sanden dieser Schüttung die Schweremineralien vor allem in den Anteilen unter 0,1 mm vor-

kommen, kann dies z.B. bei den granitischen Sandsteinen gerade umgekehrt sein: die bei diesen Gesteinen abgetrennten Schwermineralien sind oft sehr grobkörnig.

Diese Beobachtungen dürften zeigen, dass der für die vorliegende Arbeit gewählte Korngrössenbereich von 0,06 0,4 mm für repräsentative Schwere- und Leichtmineraluntersuchungen zweckmässiger ist als die oft verwendeten engen Fraktionen. Die mittlere Korngrösse zahlreicher natürlicher Sande liegt über 0,15 mm, häufig zwischen 0,2 und 0,3 mm.

Die Schwermineralien wurden mit Bromoform abgetrennt. Bei einem Teil der untersuchten Proben wurden auch die Leichtmineralien ausgezählt, um bestimmte Unterschiede noch deutlicher unterstreichen zu können. Es wurde unterschieden in «Quarz» (Einkristallkörner), «Quarzit» (Körner aus mikrokristallinen Quarzkristallaggregaten, silix-chalcedonartig), «Feldspat» (Orthoklas + Plagioklas) und «Gesteinstrümmer» (silikatische Trümmer). Bei karbonatreichen Gesteinen ist zu berücksichtigen, dass nebst diesen ausgezählten, säureunlöslichen Körnern die Karbonatkörner eine bedeutende Rolle spielen und bei der Interpretation des Leichtmineralbestandes berücksichtigt werden müssen.

Als sehr wichtig erwiesen sich Karbonatbestimmungen, die an sämtlichen untersuchten Proben durchgeführt wurden. Es wurde mit dem Passonapparat und verdünnter Salzsäure (2 Teile HCl, 1 Teil Wasser) gearbeitet. Dabei kann sofort festgestellt werden, ob die Probe rein kalkig oder stark dolomitisch ist: der Kalkanteil reagiert sofort, der Dolomitanteil nur sehr langsam. Für die vorliegenden Untersuchungen genügte eine einfache Klassierung der Art der Karbonate (siehe Tabellen). Für Detailuntersuchungen dürfte die genaue Erfassung des Kalk-Dolomit-Verhältnisses weitere diagnostisch wertvolle Unterlagen liefern.

An einzelnen Proben wurden Schlämm- und Siebanalysen und Kornformbestimmungen (HOFMANN, 1956 b), an verschiedenen marinen Proben auch Bestimmungen des Glaukonitgehaltes vorgenommen.

Insbesondere die über die Schwermineralbestimmungen hinausgehenden zusätzlichen Untersuchungen ermöglichten in vielen Fällen erst eine Unterscheidung verschiedener Schüttungen. Die Schwierigkeiten früherer Autoren, ihre Schwermineraluntersuchungen zu interpretieren, sind vor allem darauf zurückzuführen, dass keine darüber hinausgehenden Untersuchungsmethoden angewandt wurden, aber auch auf die erwähnte Aufbereitung mit Salzsäure und die Wahl ungeeigneter Korngrössenintervalle.

I. UNTERE SÜSSWASSERMOLASSE (USM), OBERER TEIL (± AQUITANIEN)

Obwohl in der vorliegenden Arbeit das Hauptgewicht auf das Studium der postaquitanen Schüttungsverhältnisse gelegt wurde, erwies es sich als wichtig, auch in der unteren Süsswassermolasse (USM) Untersuchungen durchzuführen. Dadurch konnte die Entwicklung der miozänen Sedimentation von unten her erfasst werden, und zugleich ergaben sich interessante Einblicke in die Materialzufuhrsysteme des oberen Teiles der USM.

In der Ostschweiz lassen sich im Aquitanien drei grosse Schuttfächer nachweisen, von W nach E jene der Hohen Rone, des Kronbergs und des Gäbris. Die

vorliegenden Untersuchungsergebnisse dienen vor allem der Abklärung der Zusammenhänge zwischen diesen Fächern, die heute tektonisch im wesentlichen in den südfallenden Komplexen der subalpinen Molasse liegen, und den zeitlich äquivalenten, fast geröllfreien USM-Komplexen der äussern Zone, d.h. des Nordschenkels der äussern Antiklinale (A_1) der subalpinen Molasse, die vor allem auch die interessanten Vorkommen des granitischen Sandsteines enthalten.

A. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen erstreckten sich über das Gebiet des Gäbrisschuttfächers, des granitischen Sandsteins zwischen Zugersee und Rhein und die übrigen Ablagerungen der obern USM im Nordschenkel der äussern Antiklinale der subalpinen Molasse (A_1) im Gebiet des östlichen Appenzellerlandes. Für die westlichen Gebiete der st. gallisch-appenzellischen, subalpinen Molasse liegen zahlreiche Schweremineralluntersuchungen von HABICHT vor, nebst einzelnen Daten von TANNER. Für das Gebiet der Hohen Rone finden sich Angaben bei KLEIBER, und im E führte RENZ wertvolle Untersuchungen durch. Bei allen diesen Autoren finden sich auch entsprechende Geröllzählungen. Die sedimentpetrographischen Untersuchungsergebnisse des Verfassers in der USM sind in den Tabellen I und II dargestellt.

TABELLE I

Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse aus der untern Süsswassermolasse der Ostschweiz, Gäbris-Hörnlichschüttung

	Nr.		Granat	Epidot	Stauroolith	Disthen	Apatit	Zirkon	Rutil	Bisz	Hornblende	Turmalin	Quarz	Quarzit	Feldspat	Gesteins-trümmer	Karbonat-gehalt %	Art der Karbonate
Gäbriszone	1	Sandstein aus Nagelfluh	8	75	1	—	6	2	+	7	—	1					34.3	D>>K
	2	Mergelsandstein	24	55	+	—	6	+	+	14	—	+					54.3	D>>K
	3	plattiger Sandstein	31	40	—	—	10	3	2	12	—	2					51.6	D > K
	4	massiger Sandstein	19	73	—	—	7	+	—	8	—	2					34.2	D>>K
	5	plattiger Sandstein	37	8	2	—	17	5	3	24	1	3	52	28	7	5	57.0	D > K
	6	plattiger Sandstein	28	7	4	—	38	5	6	18	—	1	49	30	14	17	64.0	D > K
	7	Sandstein aus Nagelfluh	6	30	1	—	45	4	2	7	—	5					16.6	D>K
	8	Nagelfluhbindemittel	44	4	2	—	2	6	4	35	—	—	46	19	15	20	55.6	D>>K
	9	Sandstein aus Nagelfluh	36	2	6	—	27	7	8	13	—	+	60	28	7	5	61.6	D>>K
Nordschenkel der A_1	10	Mergelsandstein	4	80	1	—	9	1	+	4	—	—	42	13	22	23	58.0	D>K
	11	Sandmergel	2	90	+	—	2	—	+	5	—	+					28.8	D>K
	12	Sandstein aus Nagelfluh	2	74	—	—	2	1	+	20	—	—					42.3	D > K
	13	harter Sandstein	6	82	—	—	5	2	+	4	—	—	41	11	16	32	52.0	D>K
	14	Mergelsandstein	8	64	+	—	17	+	+	8	—	+					45.2	D>K
	15	Mergelsandstein	11	59	1	—	2	+	+	23	—	2					57.8	D>K
	16	Mergelsandstein	12	20	2	+	23	3	4	34	—	2					45.8	D>K
	17	Mergelsandstein	24	36	—	—	16	—	—	20	—	2					48.0	D>K
	18	harter Sandstein	48	12	2	—	14	+	4	18	—	2					60.5	D>K
	19	harter Sandstein	50	9	—	—	8	6	5	21	—	+					60.0	D>K
	20	massiger Sandstein	55	7	—	—	2	8	2	24	—	1	33	18	10	39	50.0	D>K

B. Interpretation der sedimentpetrographischen Untersuchungen

Tabelle II zeigt einen wesentlichen Unterschied in der Zusammensetzung der *granitischen Sandsteine* gegenüber den übrigen Gesteinen der USM (Tabelle I).

Frühere Autoren (LUDWIG, RENZ, BÜCHI) interpretierten den granitischen Sandstein als schüttungsfernes Ablagerungsprodukt des Gäbris- und des Kronbergsschuttfächers. Diese Annahme lässt sich aber auf Grund der vorliegenden Untersuchungen nicht mehr aufrechterhalten:

Während die Sandsteine der Gäbrisschüttung karbonatreich, apatitreich und schon makroskopisch gesehen deutlich feinkörniger sind als die granitischen Sandsteine und im allgemeinen einen geringeren Feldspatgehalt, aber einen höheren

Legende zu Tabelle I

- 1 Oberste Nagelfluhbank der Gäbriszone, Brendenbachtobel W Altstätten, Koord. 756800/249930/690.
- 2 Mergelsandstein, 15 m unter Nr. 1, oberste Gäbriszone, Brendenbachtobel, W Altstätten, Koord. 756300/250050/740.
- 3 Oberste Gäbriszone, 20 m unter Nr. 1, oberste Gäbriszone, Brendenbachtobel W Altstätten, Koord. 756220/250050/750.
- 4 Obere Gäbriszone, Steinbruch Kronbühl N Altstätten; Koord. 759250/250600/490.
- 5 Obere Gäbriszone, Zweibrücken-Gais, Strasse nach Bühler; Koord. 751300/247500/910.
- 6 Mittlere Gäbriszone, Tobel W P. 902 an der Ruppenstrasse; Koord. 756000/250600/905.
- 7 Mittlere Gäbriszone, Einschnitt Strasse Appenzell-Hundwil, bei «Katzenschwanz»; Koord. 746700/245850/785.
- 8 Mittlere Gäbriszone, «Suruggen» SW Landmark; Koord. 756050/251200/1100.
- 9 Untere Gäbriszone, Mühlpass, Strasse Bühler-Gais; Koord. 750550/248450/870.
- 10 Basiskonglomerat-Zone der OMM, Strasse St. Gallen-Riethüsi-Teufen, Rutschgebiet; Koord. 745500/252150/750.
- 11 Oberste oberoquitane Mergelzone, Strasse St. Gallen-Teufen, unterhalb Lustmühle; Koord. 745150/251950/760.
- 12 Oberste oberoquitane Mergelzone, Strasse St. Gallen-Teufen, unterhalb Lustmühle; Koord. 745200/252000/760.
- 13 Oberaquitane Mergelzone, Strasse St. Gallen-Teufen, oberhalb Lustmühle, ca. 200 m unter Basis der OMM; Koord. 745220/251500/800.
- 14 Oberaquitane Mergelzone, 10 m unter der Untergrenze der OMM, SW Station Wienacht-Tobel der Heidenerbahn; Koord. 758350/259100/600 (Engitobel).
- 15 Oberaquitane Mergelzone, ca. 40 m unter der Untergrenze der OMM, SW Station Wienacht-Tobel der Heidenerbahn; Koord. 758350/259090/570.
- 16 Oberaquitane Mergelzone ca. 250 m unter der Untergrenze der OMM, Gstaldenbach, linker Tobelhang; Koord. 758850/258950/550 (NW Wolfhalden).
- 17 Oberaquitane Mergelzone ca. 300 m unter der Untergrenze der OMM, Gstaldenbach, linker Tobelhang; Koord. 758800/258900/535 (NW Wolfhalden).
- 18 Oberaquitane Mergelzone, Gstaldenbach; Koord. 758850/258800/510 (NW Wolfhalden).
- 19 Mittlere Zone des aquitanen Teils des Nordschenkels der A₁, Strasse Wolfhalden-Walzenhausen, ca. 1 km W Walzenhausen; Koord. 762500/257750/690.
- 20 Mittlere Zone des aquitanen Teils des Nordschenkels der A₁, Strasse Wolfhalden-Walzenhausen, ca. 1 km W Walzenhausen; Koord. 761850/257950/695.

Bei Sandstein Nr. 4 betrug die mittlere Korngrösse 0.15 mm; der Verteilungskoeffizient war 1.40 und der Eckigkeitskoeffizient 1.75, was auf kurzen Transportweg schliessen lässt. Die mittlere Korngrösse dieses Sandsteines ist für die Sandsteine der Gäbrisschüttung durchaus repräsentativ. Siehe auch Erläuterung obiger Begriffe auf Tab. IV.

K = Kalk, D = Dolomit

Gesteinstrümmeranteil aufweisen, sind die granitischen Sandsteine gröber, karbonatarm, feldspatreich und führen weniger Apatit. DE QUERVAIN (1919) gibt für die granitischen Sandsteine einen Karbonatgehalt von meist 5 bis 15% an, was die vorliegenden Untersuchungen durchaus bestätigen. Das Bindemittel ist weitgehend *kieselig*.

TABELLE II
Ergebnisse sedimentpetrographischer Untersuchungen an
granitischen Sandsteinen der USM

	Nr.		Granat	Epidot	Staurolith	Dischen	Apatit	Zirkon	Rutil	Erz	Hornblende	Turnalin	Quarz	Quarzit	Feldspat	Gesteins- trümmer	Karbonat- gehalt %	Art der Karbonate	MK mm	E
21	St. Margrethen	46	48	—	—	—	2	1	1	1	—	—	40	27	23	10	13.5	D ≈ K	0.22	1.44
22	Mühlpass Bühler	70	3	2	—	—	3	3	1	17	—	—	45	22	24	9	13.5	D ≈ K	0.27	1.66
23	Uznaberg	48	2	—	—	—	10	+	+	40	—	—	39	7	34	20	10.4	D ≈ K	0.33	1.40
24	Aegeri	74	15	—	—	—	3	2	—	5	+	+	33	23	16	28	16.8	D ≈ K	0.19	
25	Alosen/Aegeri	41	4	—	—	—	9	10	+	35	+	+	33	16	27	24	7.1	D ≈ K	0.21	
26	SW Biberbrugg	64	6	—	—	—	7	4	2	16	—	—	28	7	37	29	8.5	D ≈ K	0.40	

21 Steinbruch der Firma Gautschi, St. Margrethen SG; Koord. 765650/257600/420.

22 Mühlpass, Strasse Bühler-Gais, Einlagerung innerhalb der Gäbriszone; Koord. 750550/248450/870.

23 Uznaberg, NW Uznach SG, kleiner, neueröffneter Steinbruch; Koord. 714700/232750/495.

24 Unter-Aegeri, Hohronen-Schüttung, an der Strasse unmittelbar W des Dorfes.

25 Hohronenschüttung, Strasse Ober-Aegeri-Alosen, Steinbruch.

26 Hohronenschüttung, Gutsch, 2 km WSW Biberbrugg, an der Strasse Biberbrugg-Alosen-Aegeri.

Sämtliche Proben haben kieseliges Bindemittel; insbesondere Probe 24 ist ein sehr harter Sandstein, trotz des relativ kleinen Karbonatgehaltes, der nur teilweise im Bindemittel vorkommt.

MK = mittlere Korngrösse; E = Eckigkeitskoeffizient = wirkliche spezifische Oberfläche des Sandes dividiert durch theoretische spezifische Oberfläche bei Annahme der Kugelform aller Körner (HOFMANN, 1956b). D = Dolomit, K = Kalk.

Im Falle des granitischen Sandsteins erkennt man deutlich die Rolle des Apatits und der Karbonatbestimmungen, aber auch der Leichtmineralien. Die blosse Betrachtung der apatitfreien Schweremineralfraktion musste zu Trugschlüssen führen.

Wichtig ist die Tatsache, dass der granitische Sandstein von E her gegen den Zürichsee allgemein gröber wird. Grobe Arkosen, wie sie im Gebiet der Linthebene und der Hohen Rone häufig sind (Beispiele Nr. 23 und 26, Tab. II), findet man im E nicht mehr.

Auf Grund seiner Zusammensetzung ist der granitische Sandstein das Produkt eines kristallinreichen, stark granitischen Einzugsgebietes mit relativ geringen Anteilen karbonatischer und sonstiger Sedimente, eine Voraussetzung, die für die dolomit- und kalkreichen Schuttfächer des Kronbergs und des Gäbris nicht gegeben ist. Hingegen kommt die kristallinreiche und sedimentarme Schüttung der Hohen Rone (siehe auch KLEIBER, 1937) als Herkunftsgebiet des granitischen

Sandsteins in erster Linie in Frage: ihre Sandfazies besteht praktisch durchwegs aus klassischen granitischen Sandsteinen oder damit nahe verwandten Typen. Tabelle II enthält einige Beispiele granitischer Sandsteine aus dieser Schüttung. Es ist allerdings durchaus möglich, dass granitische Sande auch ausserhalb dieses Geröllfächers geliefert wurden, im wesentlichen aber bestimmt im Gebiet der Zentralschweiz. Möglicherweise waren auch noch Einzugsgebiete weiter westlich an der granitischen Materialzufuhr beteiligt, und es ist auch möglich, dass einzelne Sandsteinkomplexe innerhalb des Fächers der Hohen Rone gar nicht dieser Schüttung entstammen, ähnlich wie dies für die granitischen Sandsteine innerhalb des südfallenden Gäbrisfächers gilt (siehe unten). Auffällig ist der Epidotreichum einzelner Proben (siehe auch KLEIBER, 1937).

Aus dem Gebiet der Zentralschweiz, wo die granitischen Sande in das Molassebecken hinaus gelangten, wurden sie durch eine *parallel zur Beckenachse von W nach E gerichtete fluviale Strömung* nach E transportiert, im wesentlichen in ganz ähnlicher Weise wie die Glimmersande der Ost West-Schüttung der oberen Süsswassermolasse (HOFMANN, 1955 a/b, 1956 a), jedoch in umgekehrter Richtung. Auch die lithologische Ausbildung und Lagerung im Schichtverband zeigt auffallende Identitäten.

Diese Interpretation der mächtigen granitischen Sandsteinvorkommen in der ostschweizerischen USM wird durch die Feststellungen von H.FÜCHTBAUER¹⁾ gestützt, der unabhängig vom Verfasser zu einer gleichartigen Deutung der granitischen Sande in der bayrischen Molasse kam, deren Material er aus der Schweiz herleitet.

Die meisten Vorkommen von granitischem Sandstein finden sich in der Ostschweiz im mittleren Komplex des Aquitaniens des Nordflügels der A₁, d. h. eigentlich im Gebiet des aufgerichteten Südrandes der mittelländischen Molasse. Gegen W (Linthebene) reichen sie etwas höher hinauf. Die wenigen Einlagerungen von echten granitischen Sandsteinen innerhalb der ostschweizerischen Geröllschuttfächer der oberen USM sind Transgressionserscheinungen aus dem Rinnensystem der granitischen Sandschüttung gegen S ins Mündungsgebiet der Flüsse des Gäbris- und Kornbergfächers. Im Gäbrisfächer finden sich solche Einlagerungen an folgenden Stellen: am Mühlpass, an der Strasse Bühler-Gais (Probe Nr. 22); SW Ruppen, Koord. 755650/250500/900; im obern Rappentobel, Balgach, P. 499; in der Basisregion der Gäbriszone E Trogen, oberstes Goldachtobel. An der letztgenannten Stelle finden sich bedeutende Einlagerungen von granitischen Sandsteinen im Gebiet von Baschloch, welcher Komplex von einzelnen Autoren noch ins Chattien gestellt wird. Materialmässig gehören diese Ablagerungen aber doch eindeutig in den Sedimentationszyklus des oberen Teils der USM. Diese genannten Einlagerungen granitischen Sandsteins in Sedimenten der Gäbriszone zeigen im Terrain ganz besonders deutlich ihren fremdartigen Charakter und ihre anderweitige Herkunft.

Die Gäbris- und Kronbergsschüttung mit ihrem übereinstimmenden sedimentpetrographischen Charakter lieferten ihr Material von S nach N. Die nichtgranitischen Sandsteine in der USM des Nordschenkels der A₁ der subalpinen Molasse

¹⁾ Vortrag, gehalten an der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, München, 30. Mai 1957.

der Ostschweiz lassen sich in jeder Beziehung mit den entsprechenden Gesteinen aus dem Südschenkel der A_1 im Gäbrisgebiet identifizieren (Tabelle I). Auffallend ist der meist hohe Apatitgehalt und die Epidotzunahme gegen oben, bei gleichzeitiger Apatitabnahme. Dies ist auf den verstärkten Einfluss der Hörnlischüttung zurückzuführen und lässt sich auch in den höchsten Komplexen des Kronbergfächers nachweisen (HABICH, 1945 a, Pfingstbodenschichten). Auch der lithologische Charakter der Sandsteine der Gäbrisschüttung und jener des Nordschenkels der A_1 ist völlig gleichartig; dies gilt auch für die Mergelserien. Die granitischen Sandsteine sind in diesen, von S nach N sedimentieren Komplexen rinnenartig von W nach E eingelagert worden, wobei die Schüttungsintensität der granitischen Sandzufuhr im mittleren Komplex des Aquitans sehr stark gewesen sein muss. Bei Betrachtung der Vorkommen zwischen der Hohen Rone und dem Rheintal gewinnt man zudem den Eindruck, dass die granitische fluviale Schüttung im Verlauf ihrer Geschichte langsam gegen N verlagert wurde.

Zahlreiche, von früheren Autoren als granitische Sandsteine gedeutete Vorkommen im Gebiet der A_1 sind keine echten granitischen Sandsteine, sondern Produkte der Gäbrisschüttung, von denen sie sich nach einiger Übung und Kenntnis des petrographischen Charakters leicht unterscheiden lassen. Einzelne, karbonatreichere, sog. pseudogranitische Sandsteine im Gebiet der Linthebene (Steinbrüche von Nuolen) entstammen dagegen sehr wahrscheinlich der Schüttung der Hohen Rone oder weiter aus W. Sande vom Charakter der granitischen Molasse finden sich auch in der subjurassischen USM im Hochrheingebiet. Dass sich diese Schüttung dort nachweisen lässt, ist ja auch anzunehmen. Detailuntersuchungen wurden noch nicht durchgeführt.

Erst eine weitergehende Bearbeitung der ganzen Zone der granitischen Molasse wird weitere Einblicke in dieses hochinteressante Schüttungssystem vermitteln.

II. OBERE MEERESMOLASSE (OMM)

A. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Zweck der nachstehend beschriebenen sedimentpetrographischen Untersuchungen in der OMM war, einen genaueren Einblick in die Sedimentationsverhältnisse dieses Teils der ostschweizerischen Molasse und in die Zusammenhänge mit benachbarten Gebieten zu erhalten. Dazu dienten Proben aus der OMM vor St. Gallen-Rorschach und aus den benachbarten, flachliegenden mittelländischen Beckenteilen.

1. Mineralogische Zusammensetzung der Proben

Tabelle III zeigt die Ergebnisse der Untersuchung der Schwere- und Leichtmineralien, der Karbonate, des Glaukonitgehaltes und der mittleren Korngrösse soweit bestimmt.

1. Schlamm- und Siebanalysen

Tabelle IV enthält die Resultate der an einigen Proben vorgenommenen granulometrischen Analysen, mit Angaben über die Rundung der Körner (HOFMANN, 1956 b) und über den Glaukonitgehalt. Geschlämmt wurde entsprechend der früher gegebenen Beschreibung (HOFMANN, 1955 a), gesiebt mit dem Siebgerät der Georg Fischer AG., Schaffhausen.

2. Die Bestimmung des Glaukonitgehaltes in marinen Sanden

Glaukonit ist ein Tonmineral, das meist in Form relativ fester Körner in marinen Sanden enthalten sein kann. An rheinländischen tertiären und kretaischen Glaukonitsanden hat H. FREUDENBERG (1953) festgestellt, dass sich Schlammstoff-frei ausgewaschene glaukonithaltige Sande durch feuchte Aufbereitung in Mischkollergängen oder andern geeigneten Mischmaschinen, wie sie für die Formsandaufbereitung für giessereitechnische Zwecke verwendet werden, plastizieren lassen. Die Glaukonitkörner werden dabei durch die Reibwirkung der Sandkörner vollkommen zerteilt und zu plastischem, bindefähigem Schlammstoff aufbereitet. Diese «Aktivierung» geht umso schneller, je feuchter der Sand ist, und ist bei guten Mischkollergängen nach 15 min schon weitgehend abgeschlossen, obwohl die Feindispergierung durch weitere Bearbeitung noch stark verbessert werden kann. Nach dem Verfahren von H. FREUDENBERG können glaukonithaltige, aber tonarme Sande durch Plastifizierung des Glaukonits zu technisch verwertbaren Giessereiformsanden aufbereitet werden.

Diese mechanische Aufbereitung der Glaukonitkörner zu kolloiddisperm, bindefähigem Schlammstoff wird auch durch intensives Schleudern einer Sandprobe in Wasser mit einem hoctourigen Rührwerk bewirkt. Verwendet wurde bei den Versuchen des Verfassers ein Rührwerk der Georg Fischer AG., Schaffhausen, mit 3000 Umdrehungen pro min, wie es zur Vorbereitung tonhaltiger Sande für die Schlammanalyse dient. Durch eine Behandlung während 15 min. lässt sich auch der in Molassesanden enthaltene Glaukonit praktisch quantitativ dispergieren und anschliessend abschlämmen.

Praktisch wird bei der Glaukonitbestimmung wie folgt vorgegangen:

An einer bei 105°C oder mit Infrarot getrockneten Sandprobe von vorzugsweise 50 g wird zunächst ohne Bearbeitung im Rührwerk und ohne Kochen der Schlammstoffgehalt bestimmt und abgetrennt (siehe HOFMANN, 1955 b). Die so gewaschene Probe enthält nur noch Sand- und Glaukonitkörner. Man lässt diesen Rückstand nun während mindestens 24 Stunden in ca. 300 ml Wasser unter Zusatz von ca. 10 ml konzentrierter Natriumpyrophosphatlösung ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) quellen. Dann wird die Probe einige min gekocht und nach dem Abkühlen 15 min im mechanischen Rührwerk bearbeitet. Der dispergierte Glaukonit wird nun wiederum durch wiederholtes Abschlämmen abgetrennt und aus dem Gewichtsverlust bestimmt.

Das Verfahren verlangt oft individuelle Behandlung der Proben, Kenntnis der Zusammensetzung von Molassesanden und entsprechendes Fingerspitzengefühl, doch liefert es bei genügender Erfahrung sehr zuverlässige Werte.

TABELLE III

Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse aus der oberen marinen Molasse der Ostschweiz und benachbarter Gebiete

	Nr.		Granat	Epidot	Staurolith	Disthen	Apatit	Zirkon	Rutil	Pyrit	Horblende	Turmalin	Quarz	Feldspat	Gesteins- rahmen	Karbonat- gehalt %	Art der Karbonate	MK m	Glaukonit
Aufgerichtete OMM des südlichen Beckens	Helvétien, marit.	27	Plattensandstein	13	51	+	—	10	3	—	18	—	2	—	—	37.5	D > K	—	+
		28	Schiefermergel	4	74	—	—	2	—	+	19	—	—	—	—	44.0	D > K	—	—
		29	Schiefermergel	36	36	1	—	10	—	—	14	—	2	—	—	43.6	D > K	—	—
		30	Schiefermergel	14	70	+	—	4	+	—	7	—	3	44	15	10	32	D > K	0.05
		31	Plattensandstein	12	55	—	—	7	3	—	19	—	1	51	17	8	24	D > K	0.15
	fluviofluv. Zwischenkompl.	32	Mergelsandstein	5	9	—	—	+	1	3	81	—	—	—	—	72.0	D > K	—	—
		33	Sandstein, mittel	2	80	—	—	5	+	+	13	—	—	49	7	24	20	D > K	—
		34	Sandstein fein	2	85	—	—	4	1	+	8	—	—	—	—	73.2	D > K	—	—
		35	Sandstein	17	+	2	—	5	4	2	69	—	—	—	—	55.8	D > K	—	—
		36	Sandstein	7	17	+	—	6	+	2	67	—	+	—	—	61.0	D > K	—	—
		37	Mergelsandstein	13	50	1	—	13	—	1	20	—	1	—	—	34.8	K ≈ D	—	—
		38	Mergelsandstein	30	32	+	—	22	2	1	6	—	—	—	—	35.6	K > D	—	—
		39	Sandmergel	42	12	1	—	9	14	2	20	—	—	—	—	34.5	K > D	—	—
	Burdigalien, marin	40	Schiefr. Sandmerg.	5	41	1	1	2	2	+	47	—	+	—	—	43.2	D > K	—	—
		41	Sandstein	4	70	2	—	2	+	+	21	—	—	—	—	28.5	D > K	—	—
		42	Plattensandstein	12	51	1	—	21	+	+	13	—	1	—	—	26.8	D > K	—	—
		43	Seelaffe, sandig	21	61	+	—	3	4	—	8	—	+	29	25	22	24	D > K	—
		44	Seelaffe, sandig	12	55	1	—	7	3	+	19	—	1	39	14	14	33	D > K	0.14
		45	Sandstein, fein	16	51	2	—	3	2	3	21	—	—	—	—	65.3	D > K	—	—
		46	Plattensandstein	17	57	1	+	6	4	+	14	—	+	53	16	14	17	D > K	0.15
		47	Plattensandstein	6	79	—	—	4	5	—	3	1	1	45	10	17	28	D > K	0.14
Flachl. mittell.-subjur. OMM	Helvétien	48	Feinsand	21	43	6	1	.	3	2	22	2	+	—	—	13.3	D > K	0.04	—
		49	Feinsand	32	42	6	—	.	2	+	16	+	1	—	—	12.0	D > K	0.04	—
		50	Grobsand	44	31	9	1	2	+	3	6	2	+	—	—	2.5	D > K	0.60	—
		51	Grobsand	29	27	8	—	.	7	3	18	—	7	—	—	—	—	0.50	+
		52	Grobsand	11	51	1	—	2	6	—	27	—	+	—	—	24.0	D > K	0.75	≥ 1
		53	Sandstein	48	14	2	+	18	4	1	9	—	3	—	—	14.5	D > K	0.19	9
		54	Glaukonitsand	47	10	4	—	16	4	1	15	—	3	44	14	20	22	D > K	0.19
	Burdigalien	55	Glaukonitsandstein	11	84	—	—	+	—	—	3	—	+	40	12	17	28	D > K	0.21
		56	Glaukonitsandstein	11	52	—	+	+	—	3	34	—	1	—	—	17.5	D > K	0.20	7.5
		57	Glaukonitsandstein	13	67	—	—	7	—	1	7	—	3	48	15	13	24	D > K	0.17

Legende zu Tabelle III

- 27 Oberste Plattensandsteine des Helvétien, Goldachtobel E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke Untereggen; Koord. 750400/256750/610.
 28 Fossilhorizont im Schiefermergel, sandig; Goldachtobel E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke Untereggen; Koord. 750350/256650/605.
 29 Prielartige Sandsteineinlagerung im Schiefermergel; Goldachtobel E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke–Untereggen; Koord. 750350/256640/600.

B. Interpretation der sedimentpetrographischen Untersuchungen

1. Materialherkunft

Südlicher Beckenteil der Ostschweiz

Das Material der marinen Sedimente der OMM von St. Gallen Rorschachheintal stammt ohne Zweifel aus dem Hörnliflächen: es ist sehr epidotreich. Dies lt auch für den fluvioterrestrischen Zwischenkomplex westlich der Goldach.

-
- Typischer Schiefermergel; Goldachtobel E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke-Untereggen; Koord. 750350/256630/600.
- Unterste Plattensandsteine des Helvétien; Goldachtobel E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke-Untereggen; Koord. 750300/256500/590.
- 10 m unter der Basis des marinen Helvétien, Kubel, Sitter-Urnäsch W St. Gallen; Koord. 742400/251750/600. Stark barythaltig.
- 20 m über dem marinen Burdigalien, Urnäschobel, Kubel, W St. Gallen; Koord. 742500/251510/590.
- 20 m über dem marinen Burdigalien, Urnäschobel, Kubel, W St. Gallen; Koord. 742500/251510/590.
- Anriss W Gitzibühl Schaugen, E St. Gallen; Koord. 749300/255300/770. Barythaltig.
- Anriss W Gitzibühl-Schaugen, E St. Gallen; Koord. 749300/255300/770. Barythaltig.
- Goldachtobel E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke-Untereggen, unmittelbar unter der Untergrenze des marinen Helvétien; Koord. 750300/256450/585. Barythaltig.
- Ca. 1 m unter Nr. 37; Goldachtobel E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke-Untereggen; Koord. 750300/256450/585. Barythaltig.
- Ca. 5 m unter Nr. 37; Goldachtobel, E St. Gallen, Strasse Martinsbrücke -Untereggen; Koord. 750300/256450/585. Barythaltig.
- Niveau der kohlig-kieseligen Schichten; Urnäschobel, S Kubel, W St. Gallen; Koord. 742500/251500/590.
- Oberste Nagelfluhbank des marinen Burdigalien an der Urnäsch, Basisregion mit zahlreichen verkieselten Baumstämmen, S Kubel, W St. Gallen; Koord. 742500/251400/600.
- Oberste Plattensandsteine des marinen Burdigalien, über der oberen Seelaffe; Martinsbrücke E St. Gallen, Goldachtobel; Koord. 750200/256350/570.
- Obere Seelaffe; Martinsbrücke E St. Gallen, Goldachtobel; Koord. 750300/256300/580.
- Obere Seelaffe; Heidenerbahn E Wartensee; Koord. 758100/259870/585.
- Liegendes der Seelaffe Nr. 44, Heidenerbahn E Wartensee; Koord. 758100/259870/585. Fluvioterrestrische Einschaltung innerhalb des marinen Burdigalien.
- Plattensandsteinbruch, mittlere Plattensandsteine des Burdigalien; Schlipf, SW Buchen, E Wartensee; Koord. 758320/259870/550.
- Plattensandsteinbruch SW Wienacht, Basiszone des Burdigalien. 757330/258700/800.
- Oncophora-Schichten, Nd.-Bayern, leg. Dr. H. A. Haus.
- Hangendes der Graupensande von Schlatt, NE Kohlfirst, ESE Schaffhausen; Koord. 693450/281520/415.
- Graupensand; Benken Quarzsandgrube; Koord. 692300/279000/500.
- Grobsand, herausgelöst aus Randengrobkalk; Steinbruch Thengen/Baden.
- Baltringerhorizont; Weiherwies N Überlingen; leg. Dr. H. A. Haus.
- Schübbachtobel, 1,3 km WSW Andelfingen; Koord. 692050/271750/380.
- Glaukonithorizont. Schübbachtobel, 1,3 km WSW Andelfingen; Koord. 692050/271750/380.
- Heidenlöcherschichten, Strasse Überlingen-Sipplingen, frisches Sprengmaterial. Chlorithaltig.
- Heidenlöcherschichten, Stadtgarten Überlingen. Chlorithaltig.
- Bernersandstein, Steinbrüche v. Ostermündingen BE. Chlorithaltig.

K = mittlere Korngrösse; K = Kalk, D = Dolomit.

e der Hörnlierschüttung entstammenden Sandsteine der OMM von St. Gallen enthalten in der schwermineralfraktion stets zahlreiche Gesteinstrümmer, sehr oft auch authigenes Erz.

TABELLE IV
Granulometrische Untersuchungen und Glaukonitbestimmungen an Gesteinen der oberen
marinen Molasse der Ostschweiz und benachbarter Gebiete

Nr.	1,0– 1,5 mm	0,6– 1,0 mm	0,4– 0,6 mm	0,3– 0,4 mm	0,2– 0,3 mm	0,15– 0,2 mm	0,075– 0,1 mm	0,06– 0,075 mm	0,02– 0,06 mm	Schlamm- stoffe	Karbonat- gehalt	Glaukonit- gehalt	MK	V	E
30	„	„	„	„	„	„	„	„	„	%	%	%	mm		
31		0,1	0,3	1,7	5,5	3,3	3,3	16,9	36,7	32,5	—	0,05			
46		0,1	7,4	18,8	15,2	4,6	1,9	4,5	9,0	38,5	—	0,15	1,80	1,61	
47		0,2	4,4	17,1	28,8	6,6	2,5	4,8	9,5	25,7	+	0,15	1,70	1,60	
54	0,1	0,5	9,9	12,5	6,4	12,7	6,3	2,4	4,8	14,0	26,5	2	0,14	1,67	1,46
53		0,2	0,1	32,4	23,7	17,9	4,9	2,2	4,6	3,7	(14,5)	25	0,19	2,92	1,35
55			0,3	4,8	42,6	19,8	11,0	3,5	1,7	3,8	2,5	9	0,19	1,69	1,39
57			3,8	4,4	19,6	24,7	17,3	6,6	1,2	8,4	5,3	10	0,21	1,58	1,37
												8,5	0,17	1,72	1,48

MK = mittlere Korngrösse.

V = Verteilungskoeffizient (Sorting Coefficient) = Korngrösse bei 75% der Summenkurve des Sandes dividiert durch Korngrösse bei 25%.

E = Eckigkeitskoeffizient = wirkliche spezifische Oberfläche des Sandes dividiert durch theoretische spezifische Oberfläche bei Annahme der Kugelform aller Körner (HOFMANN, 1956b).

Bei den Proben 30, 31, 46, 47 musste der Karbonatanteil zuerst durch verd. HCl entfernt werden, um eine Siebanalyse zu ermöglichen. Der Karbonatgehalt ist vorwiegend im Bindemittel dieser relativ stark verkitteten Gesteine enthalten. Er ist in den Prozentangaben der granulometrischen Analyse inbegriffen.

Die Proben 54, 53, 55, 57 sind unverfestigte Gesteine ohne karbonatisches Bindemittel. Der Karbonatgehalt ist in Form von Körnern enthalten.

Innerhalb der marinen Fazies ist der Karbonatgehalt jedoch allgemein etwas geringer als in den fluvioterrestrischen Komplexen (siehe auch Tabelle V mit den Karbonatgehalten und Schweremineralien der Sande des Hörnligfächers der oberen Süßwassermolasse). Dies ist auf eine Reduktion des Karbonatgehaltes im marinen Milieu zurückzuführen.

Der *fluvioterrestrische Zwischenkomplex* östlich der Goldach lässt sich sedimentpetrographisch nicht mit der Hörnligschüttung identifizieren, wohl aber mit der neu nachgewiesenen *Bodenseeschüttung* (siehe unter «Obere Süßwassermolasse»), einem granat- und zirkonreichen, aber epidotarmen und dolomitfreien Materialzuhrsystem östlich des Hörnligfächers. Innerhalb der OMM westlich des Rheintals lässt sich diese Schüttung im oberburdigalen, fluvioterrestrischen Zwischenkomplex zum erstenmal nachweisen, wenn sie sich auch nur schwach bemerkbar macht. Im Pfändergebiet östlich des Rheintals hingegen stammt auch zur Zeit der OMM alles Nagelfluhmaterial und jenes der fluvioterrestrischen Komplexe aus der Bodenseeschüttung, von der der Pfänderschuttfächer ein Teil ist.

An der Goldach zeigen die Proben 37 und 38 noch einen gewissen Einfluss der Hörnligschüttung. Es muss sich in jener Gegend um das eigentliche Grenzgebiet handeln. Bemerkenswert sind die Proben mit extrem hohem Erzgehalt, die sich in den höchsten Partien zwischen Sitter-Urnäsch und Goldach nachweisen liessen.

Wie in der oberen Süßwassermolasse enthalten auch die tieferen Komplexe der Bodenseeschüttung zur Zeit der OMM reichlich eingeschwemmte Flyschforaminieren. Auffallend ist, dass H. KNIPSCHER (siehe bei BÜCHI, 1956) gerade in jenen Teilen des fluvioterrestrischen Komplexes, die der Bodenseeschüttung angehören, Foraminiferen nachgewiesen hat, aus welchen auf ein brackisches Milieu geschlossen wird. Bezeichnenderweise fehlen Mikroorganismen in den fluvioterrestrischen Serien westlich der Goldach, d. h. im Gebiet der Hörnligschüttung. Bei der Interpretation der fraglichen Mikrofossilien, die meist nicht besonders gut erhalten sind, ist deshalb bestimmt einige Vorsicht am Platze.

Am Pfänder sind die marinen Sande der OMM schwermineralogisch mit jenen der OMM von St. Gallen identisch: sie sind epidotreich, jene der eigentlichen Pfänderschüttung (fluvioterrestrische Einschaltungen) aber fast epidotfrei (siehe RENZ, 1937 a). Dies beweist, dass die marinen Pfänderschichten keine Ablagerungsprodukte der Pfänderschüttung sind, sondern von W her eingeschwemmt wurden. Diese Feststellung kann nur so interpretiert werden, dass in der alpennahen OMM sowohl im burdigalen wie im helvetischen marinen Zyklus stete *Meeresströmungen* von W aus dem Hörnliggebiet nach E Richtung Pfänder bestanden und dass die Schüttungsintensität des Pfänderfächers zur Zeit der OMM noch gering war und von der Sandzufuhr aus W bei weitem übertönt wurde.

Die *Plattensandsteine* der OMM (mittlere Korngrößen zwischen 0,12 und 0,15 mm, Schlammstoffgehalte um 10%) entsprechen stärkeren Strömungsphasen, die *Schiefermergel* des oberen Teils der marinen Molasse (Schlammstoffgehalte über 5%, mittlere Korngrösse um 0,05 mm) sind hingegen zweifellos typische fossile Wattenmeerschlicke, die sich nur bei schwachen Strömungsverhältnissen bilden konnten. Entsprechend konnten sich während der ruhigen wattenmeerischen Schiefermergelfazies auch eher Fossilhorizonte bilden, während die Plattensandsteine durch ihre Sterilität auffallen; zu jener Zeit wurden die Molluskenschalen

durch die Strömung fortgetragen und in Richtung auf die Rorschacherbucht in Form von Muschelbänken (Seelaffen) wieder abgelagert (siehe BÜCHI & HOFMANN, 1945a, BÜCHI, 1956).

Probe Nr. 30 ist repräsentativ für den grössten Teil der Schiefermergelkomplexe der OMM, die ja in ihrer typischen Ausbildung auf den oberen Teil der marinen Molasse (Helvétien) beschränkt sind. Die Fossilbänke (Probe Nr. 28) innerhalb der Schiefermergel sind stärker sandig. Dazu finden sich häufig auch prienartig in die eigentlichen Schiefermergel eingelagerte Sandsteinbänke von nur wenigen cm Dicke; Probe Nr. 29 entspricht einer solchen Einlagerung. Der hohe Granatgehalt deutet dabei auf Einschwemmung vom Lande her und auf den Einfluss der granatreichen Bodenseeschüttung, während die Proben 28 und 30 mit hohem Epidotgehalt materialmässig eher durch marine Strömung aus W entstanden. Lithologie und Petrographie der Schiefermergel entsprechen dem unruhigen Bild einer *wattenmeerischen Ablagerung* mit einer interessanten Wechselwirkung von Ebbe und Flut, marinen Strömungen und fluviatiler Einschwemmung.

Dass im Südteil des Meeresbeckens der OMM allgemein eine Strömungstendenz von W nach E herrschte, beweist auch die Verschwemmung verkieselter Hölzer aus dem Gebiet von St. Gallen bis in die äussersten Gebiete der ostschweizerischen marinen Molasse bei Altenrhein (BÜCHI & HOFMANN, 1945a/b). Diese Strömung führte auch zu einer weiten Verfrachtung der Gerölle der in das Meer einmündenden Flüsse der Hörnischüttung. Im fluviatilen Bereich war dies nicht der Fall. Im untern Teil der OMM waren die Strömungen bedeutend stärker als im oberen Abschnitt, wo sich Plattensandsteine nur an der Basis und in der obersten Partie der marinen Schichten finden.

b) Nördlicher Beckenteil der Ostschweiz und deutsches Bodenseegebiet

Im untern Teil der OMM (Burdigalien), wozu die *Heidenlöcherschichten* von Überlingen (Glaukonitsandsteine, Proben Nr. 55/56) zu zählen sind, erkennt man eine Epidotvormacht. Trotz dieser scheinbaren Übereinstimmung mit den Sanden der Hörnifächer lassen sich die Heidenlöchersande des NW-Bodenseegebietes nicht als entfernte Ablagerungsprodukte der Hörnischüttung deuten. Tabelle IV zeigt dass die Heidenlöchersande deutlich gröber sind, als die Sande der Plattensandsteine der OMM von St. Gallen-Rorschach. Eine Kornvergröberung von S nach N ist nicht möglich, ganz abgesehen vom nachgewiesenen Strömungstransport von W nach E.

Aufschlussreich ist die weitgehende Übereinstimmung der Heidenlöchersand mit den Bernersandsteinen (Probe Nr. 57) von Ostermundigen, die sich durch die Annahme einer *W-E-Strömung* auch im nördlichen, subjurassischen Beckenteil leicht erklären lässt (siehe auch FÜCHTBAUER, 1954/55). Das eigentliche Herkunftsgebiet der Sande müsste durch weitere Untersuchungen in der Westschweiz abgeklärt werden; teilweise liegt es sehr wohl im Napffächer.

Im oberen Teil der OMM sind die Verhältnisse komplizierter. Im Gebiet von Andelfingen-Flaach (Kt. Zürich) sind marine, teilweise stark *glaukonitische Sande* aufgeschlossen (Proben Nr. 53/54), die man auf Grund rein lithologischer Überlegungen mit den burdigalen Heidenlöcherschichten identifizieren könnte. Di

Daten in Tabelle III zeigen aber, dass dies nicht angeht: Granat- und Apatitgehalt sind zu hoch. Diese Sande müssen eher ins Helvet gestellt werden. Der Schwermineralgehalt der Graupensande von Benken-Wildensbuch (Probe Nr. 50) zeigt eine deutliche Verwandtschaft mit den Glaukonitsanden von Andelfingen. Auch die Schwermineralfraktionen der Grobsande des tiefer gelegenen Baltringer-Niveaus (Proben 52/53) zeigen gewisse Anklänge, weisen aber schon einen eher höhern Epidotgehalt auf. Es ist wahrscheinlich, dass der Meeresbeckenteil, in welchem die Glaukonitsande von Andelfingen abgelagert wurden, von E her Material zugeführt erhielt, aus der Schüttung der *Graupensandrinne*, mit der das bis zum Ende der Molassezeit anhaltende Materialzufuhrsystem aus dem Osten begann. Nach wie vor hat der Verfasser den Eindruck, dass auch die Grobsande des Baltringerhorizontes (Überlingen, Thengener Grobkalk) von E her zugeführt wurden.

Auch für das Gebiet von Andelfingen ist eine Materialzufuhr aus dem Hörnlächer unwahrscheinlich: Granatgehalt und Korngrößenunterschiede sprechen dagegen. Hingegen ist es nicht ausgeschlossen, dass eine Verbindung mit dem *Napp-system* bestand und dass die Materialzufuhr von dort her ebenfalls eine Rolle spielte. Im Hangenden der Glaukonitsande von Andelfingen-Schübbach, 300 m W Waldhof, findet sich eine stark mit Gangquarzen, Quarziten und Kristallin angereicherte Geröllbank, deren Komponenten sich jedenfalls nicht aus der Graupensandrinne herleiten lassen (Geröllbänke mit vorherrschend quarzitischen Sandsteinen, vollkommen nichtmetamorph; Geröllzählung siehe bei Hofmann, 1955 b). Interessant ist die granulometrische Zusammensetzung des Glaukonithorizontes von Andelfingen (Tabelle IV): sie zeigt eine deutliche Vermischung zweier verschiedener Kornverteilungen und einen entsprechend extrem hohen Verteilungskoeffizienten. Der Sand enthält eine deutliche Grobsandkomponente, die sehr wahrscheinlich mit der Einnündung der Graupensandrinne in das Helvetienmeer bei Andelfingen zusammenhängt, während die feinere Komponente eher aus dem von W hertransportierten Material besteht.

Faziell müssen bei der Entstehung der Glaukonitsande von Andelfingen ähnliche Verhältnisse geherrscht haben, wie bei der Entstehung der burdigalen Heidenlöchersande.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass Sedimentations- und Faziesverhältnisse zur Zeit des Helvétien bedeutend komplexer waren, als im Burdigalien, und dass es schwer, wenn nicht aussichtslos ist, auf Grund der heute vorliegenden Kenntnisse Vergleiche über grosse Strecken ziehen zu wollen.

Die geschilderte Deutung der Glaukonitsande von Andelfingen zeigt auch, dass ehemals vorhandene burdigale Ablagerungen regional offenbar vollkommen erodiert wurden, bevor die Schichten des Helvétien abgelagert wurden, und dass ganz allgemein Erosionsvorgängen und Schichtlücken eine grosse Bedeutung zukommt (siehe auch Haus, 1950, v. Braun, 1953). Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass verschiedene glaukonitische Sande, die heute ins Burdigalien gestellt werden, einen sedimentpetrographischen Vergleich mit den als Burdigal angesehenen Heidenlöchersanden von Überlingen nicht standhalten würden.

Die Glaukonitschichten des Helvétien von Andelfingen lassen sich übrigens thuraufwärts bis zur Eisenbahnbrücke der SBB-Linie Winterthur-Ossingen-Etz-

wilen nachweisen, dort aber schon deutlich mergelig und unruhig ausgebildet, mit gewissen Anklängen an die Schiefermergelfazies und bedeutend weniger glaukonitisch. Jenes Gebiet liegt schon auf dem «Westsporn» der Albsteinschwelle und ausserhalb des Zufuhrbereiches der Graupensande. Es finden sich dort vereinzelt marine Mollusken, vor allem Cardien, die man auch innerhalb der stärker glaukonitischen Schichten, aber viel seltener findet. Auf einzelnen geologischen Karten ist diese marine Molasse, die im Thurbett ansteht, entweder nicht oder als obere Süsswassermolasse eingezeichnet.

c) Transport und Aufbereitungsgrad mariner Molassesande

Tabelle IV erlaubt interessante sedimentpetrographische Ergänzungen zu den unter a und b erwähnten verschiedenartigen Verfrachtungen der marinen Molassesande durch Strömungen innerhalb des Molassebeckens. So ist z.B. der Rundungsgrad der Sande, für die ein weiter Transportweg angenommen werden muss, bedeutend besser, als jener der Sande mit kurzer Transportdistanz: gut gerundet sind vor allem die glaukonitischen Sande des nördlichen Beckenteils, für die eine Herkunft aus fernen westschweizerischen Zufuhrgebieten oder aus Lieferungsgebieten im Osten des bayerischen Beckens nachgewiesen wurde; schlechtgerundet sind dagegen die eindeutig aus der Hörnlschüttung stammenden Sande der OMM von St. Gallen-Rorschach mit sehr kurzen Transportdistanzen.

Starke Rundung ist also ein zusätzlicher Beweis für sehr langen, marinen Strömungstransport, der unvergleichlich langsamer war, als der rasche, schwebende, fluviatile Transport etwa der Sande der Glimmersandrinne der OSM oder der granitischen Sande der USM (siehe Tabelle II und Hofmann, 1956b). Die Scheuerwirkung war bei marinem Transport wesentlich intensiver, als bei fluviatiler Verschwenkung. Gute Rundung findet man entsprechend auch bei rezenten marinen Sanden.

Auch der Schlammstoffgehalt erlaubt gewisse Rückschlüsse. So ist er z.B. bei Sanden aus stärkerer Strömung geringer, als bei solchen aus schwächerer Strömung, besonders hoch bei den Schiefermergeln aus sehr ruhigen Meeresteilen mit Wattenmeercharakter.

2. Glaukonit, Sedimentation und Fazies in der OMM

Die in Tabelle IV enthaltenen Glaukonitbestimmungen aus der OMM der Ostschweiz und der angrenzenden süddeutschen Bodenseemolasse erlauben einige Schlüsse und Beiträge zur Lösung des Glaukonitproblems.

Die Tatsache, dass sich körniger Glaukonit in relativ kurzer Zeit mechanisch zu kolloiddispersen Schlammstoff zerteilen lässt (siehe S. 297) zeigt, dass es sich um ein äusserst umlagerungsempfindliches Material handelt. In der nichtmarinen Molasse aufzufindender eingeschwemmter Glaukonit stammt aus schwach epimetamorphen alpinen Grünsanden (Gault, Eozän), in denen der Glaukonit durch Alterung, vor allem aber durch ganz schwache Metamorphose gehärtet ist, wobei er nicht mehr zu hochplastischem Ton aufgearbeitet werden kann. Dies ist nur bei den weichen, autochthonen Glaukoniten völlig unmetamorpher Sedimente der Fall, wie z.B. in der marinen Molasse.

Besonders bedeutsam ist das Fehlen des Glaukonites in den meisten marinen Sanden der alpennahen OMM von St. Gallen. Ganz schwach glaukonitische Sande finden sich nur im relativ schüttungsfernen Burdigalien der Gegend von Rorschach, entstanden zu Zeiten tieferer Wasserbedeckung, und nur in seltenen Fällen. Stark glaukonitisch sind dagegen die marinen Sande der alpenferneren Eckenteile, wobei besonders der 25%ige Glaukonithorizont von Andelfingen auftritt.

Auch der aus Tabelle IV ersichtliche hohe Rundungsgrad der stark glaukonischen Molassesande dürfte nicht ohne Bedeutung sein. Allerdings ist nach dem, was über die leichte mechanische Dispergierbarkeit des Glaukonits Gesagtes nicht anzunehmen, dass Abrollung der Körner und Glaukonitbildung synchron verliefen. Vielmehr dürfte der marine Transport in den Gebieten stärkerer Glaukonitbildung (insbesondere in der OMM der Nordostschweiz und des NW Bodenseegebietes) nur noch sehr schwach gewesen sein. Diese Gebiete liegen ja auch in der Region des Zusammenstosses west-östlicher und ost-westlicher Zufuhrsysteme.

Sehr bemerkenswert ist auch die Tatsache, dass Glaukonit in Sanden mit geringem Schlammstoffgehalt angereichert ist. Dies gilt z. B. auch für viele Glaukonitsande des Rheinlandes. Alle diese Sande sind durch die marine Strömung ausgewaschen worden. Andererseits darf nicht übersehen werden, dass Meerwasser auf Ton nicht dispergierend, sondern stark ausflockend wirkt, wodurch in Gebieten mit schwachem Transportes der verbleibende oder neu entstandene schwache Tongehalt sehr wohl erhalten bleiben konnte, als Ausgangsmaterial für die Glaukonitbildung. In dieser Hinsicht war vielleicht auch der nicht nur aus Quarzkörnern bestehende Mineralbestand der Molassesande von Bedeutung.

Wichtig erscheint im Zusammenhang mit dem Problem der Glaukonit-Entstehung auch die Feststellung, dass sämtliche in Frage kommenden Molassesande nie jemals soviel Biotit enthalten haben konnten, um Glaukonitgehalte von 10% oder gar 25% zu liefern, die daraus hätten entstehen können (GALLIHER, 1935). Die Umwandlung von Ton-Schlick unter Mitwirkung von Organismen und verbunden mit Kali- und Eiseneinlagerung sind bei den Molassebedingungen weit wahrscheinlichere Erklärungen (siehe auch CLOUD, 1955).

Von grosser Wichtigkeit erscheint die Tatsache, dass praktisch alle bekannten *reichhaltigen* Glaukonithorizonte an *sandige* Ablagerungen gebunden sind (Grünsande). Dies gilt für die Molassevorkommen, aber auch für die als Formsande technisch ausserordentlich wichtigen Glaukonitsande des rheinländisch-westfälischen Miozäns und der Oberkreide (Glaukonitgehalte 10–25%, in extremen Fällen bis 40%), für die schweizerischen alpinen und jurassischen Vorkommen (Kreide, Miozän) und für zahlreiche andere Grünsandvorkommen.

Aus geologischen Gründen kann angenommen werden, dass die glaukonitführenden Meeresteile zur Zeit der obren marinen Molasse tiefer waren, als die alpennahen, zum Teil wattenmeerischen Partien (St. Gallen-Rorschach). CLOUD (1955) schreibt zum Problem der günstigsten Entstehungstiefe:

Depth.-Mainly neritic; moderate to shallow, but yet appreciable depths suggested. Rare in sediments below 1000 and above 5 fathoms, uncommon above 10 and below 400 fathoms, and formation favored in upper part of 10 to 400 fathom interval.

Die vom Verfasser früher (1955b) erwähnte günstigste Tiefe von 200 m wurde den Angaben von R. BRINKMANN (1950) entnommen. Sie dürfte für die meisten Glaukonitvorkommen nicht grundsätzlich falsch sein. Die in grossen Meerestiefen gefundenen Glaukonite kommen vor allem in tonigen und kalkigen Sedimenten vor und erreichen kaum die in Grünsanden üblichen Konzentrationen. Es muss damit gerechnet werden, dass es sich in solchen Fällen um sekundär durch schwach marine Strömungen in grössere (unter Umständen auch in geringere) Tiefen verschwemmte Glaukonitkörner handelt. Glaukonitkörner halten einen *schwachen* Strömungstransport trotz ihrer hohen Empfindlichkeit aus: sie separieren sie nämlich wegen ihres gegenüber Quarzkörnern meist geringeren *Raumgewichtes* von den Quarzkörnern und werden so leicht aus dem Sand verschwemmt, eine Erscheinung, die sich bei der Laborbehandlung von Glaukonitsanden in sehr auffälliger Weise zeigen kann, aber nicht für alle Glaukonite zutreffen muss. Für die oben erwähnten Strömungserscheinungen mit bedeutendem Sandtransport in der marinen Molasse kommt eine solche Separierung natürlich weniger in Betracht.

Nach CLOUD (1955) bildet sich Glaukonit auch nur in Wasser von normaler Salinität, was für die Deutung der Fazies der OMM ebenfalls von gewissem Interesse sein dürfte.

III. OBERE SÜSSWASSERMOLASSE (OSM) DES OSTSCHWEIZERISCHEN MITTELLANDES

Die nachstehend beschriebenen sedimentpetrographischen Untersuchungen in der OSM der Ostschweiz haben zum Nachweis einer bisher unbekannten Schüttung östlich des Hörnli-fächers geführt, die im Folgenden als „*Bodensee-Schüttung*“ (Bodensee-Schuttfächer) bezeichnet wird, weil ihre zentrale Achse ungefähr mit jener des Bodensees übereinstimmt. Es handelt sich um ein Zufuhrsystem, dessen Einzugsgebiet in einer reinen Flyschregion lag, und die durch eine Granat-Zirkon-Rutil-Erz-Staurolith-Schwermineral-Kombination gekennzeichnet ist. Sie ist sehr reich an Quarzkörnern, feldspatarms und rein kalkig, d.h. praktisch dolomitfrei. Der Pfänderschuttfächer ist ein Teil dieser Schüttung, und auch die östlich davon gelegene Hochgratschüttung (FÜCHTBAUER, 1951/55) ist gleichartig zusammengesetzt.

Durch die genannte sedimentpetrographische Kennzeichnung unterscheidet sich die Bodenseeschüttung grundsätzlich von der *Hörnli-Schüttung*: diese ist epidotreich, relativ granatarm, sehr zirkon- und rutilarm, karbonatreich und stark dolomitisch.

A. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Die sedimentpetrographischen Daten sind in Tabelle V zusammengefasst. Sie umfassen die Bodenseeschüttung, die Hörnli-Schüttung und Vergleichsproben aus dem Pfändergebiet.

Der Karbonatgehalt der Sande der Hörnli-Schüttung ist zum grössten Teil in Form von Körnern enthalten. Die stärker karbonatischen Sandsteine der Bodenseeschüttung enthalten einen wesentlichen Anteil des Karbonates im Bindemittel.

In den Sandsteinen der Bodenseeschüttung wurde vereinzelt *Baryt* gefunden, um Teil soviel, dass die eigentlichen Schwerminerale nicht mehr ausgezählt werden konnten, so in der Gegend von Bernhardzell und in der Mergelgrube Bruggwald/St. Gallen. In der OSM-Hörnlschüttung wurde nie *Baryt* beobachtet, auch nicht in der USM. Hingegen findet sich *Baryt* im oberburdigalen, fluviatilen Zwischenkomplex der OMM relativ oft, nicht aber in marinen Sanden.

Gewichtsmässig beträgt die Schwermineralfraktion der Sandsteine der Bodenseeschüttung stets weniger als 0,5%, jene der Knauersandsteine der Hörnlschüttung und der Glimmersande der Ost-West-Schüttung aber oft mehrere Prozente. Auch in den Mergelsandsteinen der Hörnlschüttung ist der Schwermineralgehalt höher als in irgendwelchen Gesteinen der Bodenseeschüttung, aber geringer als in den Knauersandsteinen. Charakteristisch ist die grosse Zahl von Ophiolith-Körnern in der Schwermineralfraktion fast aller Gesteine der Hörnlschüttung, besonders der Knauersande. Die Schwermineralfraktion der Sande der Bodenseeschüttung besteht aber fast ausschliesslich aus eigentlichen Schwermineralien nebst authigenem Erz.

Die Mergel der Bodenseeschüttung sind nach eigenen differentialthermoanalytischen Aufnahmen illitisch und tonreicher, als die Mergel der Hörnlschüttung oder der USM. Einzelne unverfestigte tonige Sande der Bodenseeschüttung enthalten stark grünliches Bindemittel; es dürfte sich dabei vermutlich um zerriesenen Glaukonit aus glaukonitischen Geröllen handeln.

Die Zirkone einzelner Sande der Bodenseeschüttung – insbesondere im Tannenberg-Sitter-Gebiet – lassen sich oft nicht unterscheiden von den Zirkonen in den Bentoniten von Bischofszell. Dies gilt auch für einzelne Rutil- und Erzkörner (Leukoxen). Es ist nicht völlig ausgeschlossen, dass stellenweise vulkanische Einflüsse vorhanden sind; man gewinnt diese Eindrücke besonders aus den Proben, die dem bentonitischen Niveau entsprechen. Immerhin konnte auch in stark verdächtigen Proben mit hohem Tongehalt kein Montmorillonit festgestellt werden, der auf Bentonit-Einflüsse hindeuten würde. Künftige Untersuchungen in dieser Richtung werden vielleicht weiteren Aufschluss geben. Schwermineraluntersuchungen, die der Verfasser an Flyschsandsteingeröllen aus der Bodenseeschüttung durchführte, zeigten grundsätzlich die gleichen Schwerminerale in den gleichen Proportionen, wie sie in den Sedimenten der Bodenseeschüttung allgemein gefunden werden. Langprismatische Zirkone wie im Tannenberggebiet wurden in den Geröllen der Bodenseeschüttung noch nicht gefunden; diese könnten aber auch aus Flyschsedimenten stammen, die als Gerölle gar nicht erhaltungsfähig sind. Sehr wertvoll sind für solche Vergleiche sedimentpetrographische Untersuchungen im alpinen Flysch, wie sie z. B. W. H. ZIEGLER (1956) durchgeführt hat.

B. Sedimentationsbereiche der Bodenseeschüttung

Die OSM der Ostschweiz östlich der Linie St. Gallen/Brugg-Konstanz besteht vorwiegend aus Material der Bodenseeschüttung, das Gebiet westlich davon aus solchem der Hörnlschüttung. Die starken Nagelfluhschüttungen im Gebiet N St. Gallen bestehen aus Hörnligeröllen. Sie reichen, besonders zur Zeit der Konglomeratstufe, stellenweise einige Kilometer weit in das Sedimentationsgebiet der Bodenseeschüttung hinein.

TABELLE V

Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse aus der oberen
Süßwassermolasse der Ostschweiz und des Pfändergebietes

	Nr.		Granat	Epidot	Staurolith	Bisthen	Apatit	Zirkon	Rutil	Erz	Hornblende	Turalin	Quarz	Quarzit	Feldspat	Gesteinsnummer	Karbonat- gehalt %	Art der Karbonate
Bodenseeschüttung, ostschweiz. flachliegende OSM	58	Mergelsandstein	56	2	5	—	3	12	4	13	—	3	79	11	6	4	39.3	K
	59	Sandstein, weich	44	1	3	—	4	24	7	11	—	3	66	17	6	11	29.0	K
	60	toniger Sand	50	3	2	—	2	9	8	18	—	6					33.6	K
	61	Sandmergel	51	3	2	—	4	11	4	22	—	1					31.2	K
	62	Sandstein, weich	46	5	3	+	3	17	3	20	—	2					33.0	K
	63	Sandstein, hart	27	11	3	+	8	8	6	30	—	2					43.0	K
	64	Sandstein, hart	46	5	2	—	5	24	4	14	—	2	75	13	4	5	44.2	K
	65	Mergelsandstein	35	7	4	+	7	14	6	25	—	1					37.4	K
	66	Sandstein	47	15	5	—	2	7	+	19	—	2					30.5	K
	67	Sandstein, hart	41	2	1	—	4	20	6	22	—	4					45.5	K
	68	Sandstein, hart	51	3	7	+	5	3	2	23	—	3	76	17	2	5	42.5	K
	69	Sandstein, hart	26	2	7	—	5	17	10	30	—	2					44.5	K
	70	Sandstein, hart	34	5	4	+	5	5	4	40	—	2					39.0	K
	71	toniger Sand	43	9	4	—	2	9	5	26	—	1					23.4	K
	72	Sandstein, weich	38	8	4	—	6	12	9	20	—	1	80	13	4	3	26.0	K
	73	Sandstein, weich	48	4	4	—	+	9	8	26	—	1					26.0	K
	74	Sand	51	5	4	—	+	3	1	31	—	4					27.0	K
	75	feiner Sandstein	44	7	4	—	6	8	+	29	—	1					45.5	K
	76	Sandmergel	46	3	3	+	4	17	8	17	—	1	75	12	4	8	36.2	K
	77	Mergelsandstein	55	+	1	—	4	10	11	14	—	4					35.5	K
	78	Sandstein	48	3	9	+	4	2	2	24	—	7					44.2	K
	79	Sandstein, weich	30	8	9	—	2	10	8	28	—	1					37.1	K
	80	Mergelsandstein	45	3	—	6	8	19	10	18	—	1					36.5	K
Hörnlschüttung	81	Knauersandstein	10	75	2	—	9	—	—	4	—	—	37	25	4	34	68.2	D >
	82	Mergelsandstein	12	60	10	—	4	2	—	13	—	—					65.0	D >
	83	Mergelsandstein	11	65	4	+	4	—	—	14	—	1	50	20	12	18	68.6	D >
	84	Mergelsandstein	1	79	—	—	5	—	—	2	11	—	1				63.5	D >
	85	Knauersandstein	9	61	1	—	7	—	—	19	—	1					57.3	D >
	86	Sandstein aus Nagelfluh	15	38	1	—	3	5	—	43	—	3					52.3	D >
	87	Mergelsandstein	1	46	—	—	6	4	7	30	—	5					61.5	D >
	88	Knauersandstein	8	60	1	—	6	1	1	22	—	1					56.0	D >
	89	Knauersandstein	21	46	9	+	4	1	3	15	—	—	32	22	6	40	45.0	D >
	90	Silt	—	86	—	—	5	—	—	8	—	—					36.5	D >
	91	Mergelsandstein	5	57	5	—	3	3	3	23	—	+					61.2	D >
Nagf- schüttg.	92	Glimmersand	9	66	—	—	15	—	2	4	3	+	61	5	13	21	20.0	D >
Pfänder- schüttung	93	Mergelsandstein	54	2	5	—	3	13	4	16	—	3					31.0	K
	94	Sandstein	42	4	+	—	16	12	24	—	—	1	74	12	4	10	29.6	K
	95	Sandstein aus Nagelfluh	41	1	5	+	3	12	13	24	—	+					47.0	K

Legende zu Tab. V.

- 38 Tannenbergsschichten; Tannerwald, N.P. 903; Koord. 741600/258050/865.
- 39 Tannenbergsschichten; Bernhardzellerwald; Koord. 742850/257950/810.
- 40 Tannenbergsschichten; Bernhardzellerwald; Koord. 742850/257950/810.
- 41 Tannenbergsschichten; Schwendiwald-Tobel, Tonisberg W Engelburg; Koord. 742400/256050/760. Glaukonitführend.
- 42 Tannenbergsschichten; Rötistobel S Bernhardzell; Koord. 742950/258650/685.
- 43 Tannenbergsschichten; Rötistobel S Bernhardzell; Koord. 743300/258650/645. Glaukonitführend.
- 44 Oberste Konglomeratstufe in Sandstein-Mergel-Fazies; Rötistobel, SSE Bernhardzell; Koord. 743800/258600/610.
- 45 Konglomeratstufe, Äquiv. der Ramschwagnagelfluh; rechtes Seitentobel des Rötistobels, SE Bernhardzell; Koord. 744300/259380/570.
- 46 Konglomeratstufe, Äquiv. der Ramschwagnagelfluh; Rötistobel SE Bernhardzell; Koord. 744180/259300/570.
- 47 Konglomeratstufe, Sandstein-Mergel-Fazies; linkes Seitentobel der Sitter N Erlenholz; Koord. 744830/258200/570. Glaukonitführend.
- 48 Öhninger-Zone der OSM, Untergrenze der Konglomeratstufe, Mergelgrube Bruggwald der Ziegelwerke J. Schmidheiny & Co., NE St. Gallen; Koord. 747500/257430/680. Barythaltig.
- 49 wie 68. Glaukonitführend.
- 70 wie 68. Glaukonitführend.
- 71 Öhninger-Zone der OSM; Steinachtobel E P. 630, Kronbühl; Koord. 748000/257860/600.
- 72 Öhninger-Zone der OSM; linkes Seitentobel des Steinachtobels N Kronbühl; Koord. 748280/259480/612.
- 73 Öhninger-Zone der OSM; Haselbachtobel SW Roggwil; Koord. 747200/262460/465.
- 74 wie 73.
- 75 Konglomeratstufe; Sitterufer oberhalb Ruine Ramschwag; Koord. 741930/261500/505. Feiner, hellblaugrauer bis weisser, quarzitisch wirkender Sandstein mit Steinpipegebilden, max. 50 cm mächtig. Deutlich barythaltig.
- 76 Niveau des «Appenzellergranits» (Degersheimer Kalk-Dolomit-Nagelfluh/Brekzie); Strasse Spiesegg-Engelburg, NW St. Gallen; Koord. 743800/254950/635.
- 77 ca. mittlere Zone der OSM; Tobelbach, Schönenbaumgarten SE Kreuzlingen; Koord. 734280/274860/500.
- 78 Öhninger-Zone der OSM; Mergelgrube Mettlen der Ziegelei Istighofen, S Weinfelden; Koord. 726750/265350/525.
- 79 Öhninger-Zone der OSM; Material aus dem vulkanischen Blockhorizont (Begleitgestein); Sitter N Bernhardzell, S Rabenstein; 743130/260530/520.
- 80 Basiszone der OSM; Goldachtobel, 50 m über der oberen Grenznagelfluh der marinen Molasse von St. Gallen; Koord. 750110/257250/510.
- 81 Hörnli-Tannenberg-Schichten der OSM; höchste OSM auf dem thurgauischen Seerrücken, Bruggerhau N Reutenen; Koord. 719420/279480/690.
- 82 wie 81.
- 83 Hörnli-Tannenberg-Schichten der OSM; Uetliberg, Zürich-Ringlikon; Hausfundation. Material makroskopisch nicht zu unterscheiden von solchem der Bodenseeschüttung.
- 84 mittlere Zone der OSM; Strassenkorrektur-Aufschluss 100 m S Station Sihlbrugg, Sihltal.
- 85 mittlere Zone der OSM; Grinen, SE Sennhof, Tösstal; Koord. 700030/258560/500.
- 86 Konglomeratstufe; Basis der Nagelfluhbänk über dem vulkanischen Blockhorizont; N Bernhardzell, S Rabenstein, an der Sitter; Koord. 743130/260530/520.
- 87 Basiszone der OSM; Tobel WNW Neftenbach, SE Irchelgebiet; Koord. 691300/265030/440.
- 88 Basiszone der OSM; Tössbett; Hard, zw. Neftenbach und Winterthur; Koord. 693000/263780/405.
- 89 Konglomeratstufe der OSM, ca. Niveau der Magnetit-Tuffite auf dem thurg. Seerrücken; W Tägermoos, Strasse Steckborn-Pfyn; Knauersandstein Nr. 3 bei Hofmann, 1955a; Koord. 715630/278890/550.
- 90 mittlere Zone der OSM; Strasse Frauenfeld-Wil, Einschnitt S Frauenfeld, b. Hundsruggen; Koord. 709900/266670/430.

Ein eigentliches Mischgebiet zwischen den beiden Schüttungen existiert nicht: ein Charakteristikum fluvio-terrestrischer Sedimentation. Wegen der fehlenden Wasserbedeckung konnten – im Gegensatz zur OMM – keine weiträumigen Strömungen mit Materialtransport entstehen. Materialvermischung findet man deshalb nur im ausklingenden Endbereich der Hörnlinagelfluhschüttungen innerhalb des Gebietes der Bodenseeschüttung. Diese Nagelfluhschüttungen wurden durch die Bodenseeschüttung meist rasch abgebremst. Bezeichnenderweise hört auch der Appenzellergranit (Degersheimer Kalk-Dolomit-Nagelfluh/Brekzie; siehe BÜCHER & WELTI, 1950; HOFMANN, 1951; PAVONI, 1952) gegen E bei Abtwil, nämlich an der Grenze zwischen Hörnli- und Bodenseeschüttung, plötzlich auf.

Gegen W konnten Ausstrahlungen der Bodenseeschüttung noch in der Mergelgrube Mettlen S Weinfelden (Ziegelei Istighofen) nachgewiesen werden (Probe Nr 78), also im nördlichen Nollengebiet. Die am weitesten in das Gebiet der Bodenseeschüttung hinein reichende Geröllschüttung der Hörnlinagelfluhen ist die Ramschwagnagelfluh an der Sitter N St. Gallen (HOFMANN, 1951). Diese mächtige Nagelfluhbank und die andern Geröllhorizonte des östlichen Tannenbergs-Sittergebietes liegen ausschliesslich innerhalb von Mergel- und Sandsteinserien der Bodenseeschüttung.

C. Geröllhorizonte der Bodenseeschüttung in der mittelländischen OSM der Ostschweiz

Im Gebiet der OSM von St. Gallen konnten auch *Geröllhorizonte der Bodenseeschüttung* gefunden werden, deren Geröllbestand sich nicht von jenem der Pfändernagelfluhen unterscheiden lässt. Solche Konglomeratniveaux konnten an folgender Stellen identifiziert werden:

Tobel W Erlenholz, linker Zufluss der Sitter. Koord. 744400/257300 590. Geröllschüre aus gelben Flyschkalken nebst Hornligerollen. Niveau der Ramschwagnagelfluh. Hauptniveau der Konglomeratstufe des Sittergebietes (HOFMANN, 1951).

Sitter, rechter Talhang. W Oberlohren. Niveau der Ramschwagnagelfluh auf K. 565. Sandsteinkomplex, nachweisbar über mehrere hundert Meter, mit Flyschgeröllhorizonten.

Bruggwald St. Gallen. Mergelgrube der Ziegelei Bruggwald der Firma J. Schmidheiny & Cie Koord. 747500/257450/680. Sandsteinstromrinne mit kleinen gelben Flyschkalkgeröllchen.

Tannenberg, Bernhardzellerwald. Koord. 742850/257900 805. Einzelne gelbe Flyschkalkgerölle in der dortigen Sandsteinschicht (Fossilfundstelle, Wirbeltiere, Kalkalgen, Flyschforaminiferen, HOFMANN, 1951).

Riedern Goldachtobel. Linker Tobelhang, Koord. 750300/257850/555. Gelbe Sandsteinbank mit Geröllhorizont bis 10 cm. An dieser Stelle war genügend Material vorhanden, um eine Geröllzählung zu ermöglichen. Die Daten sind in Tabelle VI enthalten.

91 Basiszone der OSM, unmittelbar über der obern Grenznagelfluh der OMM; Bruggen, E-Ende der SBB-Brücke, W St. Gallen; Koord. 742280/252020/650.

92 Lössisches Niveau nach N. PAVONI, mittlere Zone der OSM; Albispass-Strasse, E Türlensee K. 680 m.

93 Pfänder, Strasse Lochau-Eichenberg, K. 580 m.

94 Pfänder, Strasse Lochau-Eichenberg, K. 590 m.

95 Pfänder, Strasse Lochau-Eichenberg-Lutzenreute, K. 810 m.

K = Kalk, D = Dolomit.

Tabelle VI

Geröllzählung Riedern/Goldachtobel, Koord. 750300/257850/555

Gesteinstyp	%
Granit	+ %
Kieselige Kalke, braun und grau	18
Gelbe Flyschkalke, z. T. kieselig	59
Gelbe Flyschsandkalke	5
Flyschsandsteine	6
Ölquarzite	3
Quarzitische Sandsteine	2
Kalke i. A.	6
Dolomit	+

Maximale Geröllgrösse (Flyschkalke) 5 cm

Dieser *Flyschgeröllhorizont* und auch die übrigen, kleineren Vorkommen, die obenstehend erwähnt sind, gehören zur Bodenseeschüttung und stimmen in jeder Beziehung mit der Pfänderschüttung überein (BLUMRICH, 1930; RENZ, 1937a). Sie lassen sich auch nicht von den Sommersberg Nagelfluhen unterscheiden (siehe unten). Keinerlei Übereinstimmung besteht dagegen mit den Nagelfluhen der Hörnischüttung (Daten bei TANNER, 1944; GEIGER, 1943; BÜCH, 1950); bei diesen Geröllen handelt es sich um Dolomite und ostalpine Kalke mit völlig andern Charakter (meist über 20% Dolomitgerölle); gegen oben kommen zunehmend helvetische Gerölle vor. Der Bodenseeschüttung fehlen Dolomite fast völlig, und auch helvetische Gerölle sind bis heute nicht bekanntgeworden. Entsprechend ist auch der Karbonatgehalt der Sande und Mergel der Bodenseeschüttung rein kalkig.

Trotzdem das Ausgangsmaterial bei der Hörnli- und bei der Bodenseeschüttung vorwiegend karbonatisch war, sind die feineren Verschwemmungsprodukte (Sandsteine und Mergel) bei der Hörnischüttung bedeutend karbonatreicher, als bei der Bodenseeschüttung. Diese Erscheinung erklärt sich dadurch, dass bei der Bodenseeschüttung der Kalk leichter in Lösung ging, als der Dolomit der Hörnischüttung. Dolomit ist gegen chemischen Angriff bedeutend widerstandsfähiger als Kalk. Entsprechend wurde der Dolomit in den Sanden und Mergeln gegenüber der Zusammensetzung der Geröllhorizonte der Hörnischüttung angereichert. Die Überlegung gilt auch für die USM.

D. Allgemeine lithologische Charakteristiken

Auch lithologisch unterscheiden sich die Sedimente der Bodenseeschüttung deutlich von jenen der Hörnischüttung, wenn auch beide fluvioterrestrischer Entstehung sind.

Die Ablagerungen der *Bodenseeschüttung* in der ostschweizerischen Molasse bestehen im wesentlichen aus sehr einheitlichen, ockergelben und gelb/grau-gefleckten Mergeln, weichen Mergelsandsteinen und Sandmergeln, mit eingelagerten, oft sehr harten, hellgrauen bis fast weissen, feinkörnigen Sandsteinbänken, mit nur wenigen dm Mächtigkeit. In diese Schichten eingelagert sind oft stromrinnenförmig ausgebildete, häufig aber auf grosse Strecken verfolgbare, mehrere m mächtige, teils blaugraue, teils ockergelbe Sandsteinkomplexe, die das schüttungsfernere,

geröllfreie Äquivalent von Nagelfluhbänken darstellen und die den auf die Hörnlschüttung beschränkten Knauersandsteinen entsprechen. Die Sandsteine der Bodenseeschüttung sind schon rein makroskopisch gesehen auffallend quarzreich und sehr rein. Oft sind sie dünnplattig abgesondert, oft massig, oft mit ausgesprochener Deltaschichtung, und stets finden sich völlig unverfestigte Partien mit tonigem, grauem oder grünlichem Bindemittel.

Die Sandsteine und Mergel der Pfänderschüttung sind lithologisch (und sedimentpetrographisch) völlig identisch mit den entsprechenden Gesteinen der ostschweizerischen Bodenseeschüttung.

Auffallend ist, dass fossile Kalkalgenhorizonte vom Typus *Rivularia* («Schnegg-lisande») im Bereich der Bodenseeschüttung bei weitem häufiger sind, als im Gebiet der Hörnlschüttung (siehe HOFMANN, 1951). Dies dürfte damit zusammenhängen, dass die Bodenseeschüttung im Gebiet der Ostschweiz fast geröllfrei war und dass offenbar zahlreiche Flussarme mit relativ schwach fließendem, sehr reinem Wasser existierten, wobei die Dolomitarmut sich vermutlich für das Gedeihen dieser Organismen besonders positiv auswirkte. Andererseits fehlen Süßwasserkalke im ganzen Bereich der Bodenseeschüttung offenbar vollkommen.

Charakteristisch für die Gesteine der Bodenseeschüttung ist das oft massenhafte Auftreten von *Flyschforaminiferen* und das nicht seltene Vorkommen von eingeschwemmtem *Glaukonit*. Einzelne Proben sind so stark glaukonitisch, dass die zunächst schlammstoffrei gewaschenen und entkalkten Sande beim Wirbeln im hochtourigen Rührwerk (siehe S. 297) eine intensiv chromoxydgrüne Suspension ergeben. Solche Sandsteine fanden sich vor allem in der Mergelgrube Bruggwald, St. Gallen: es handelt sich um weisse bis grünliche, fast quarzitisch wirkende Sandsteine, die auf Schichtflächen plattiger Varietäten teilweise Schweremineralanreicherungen (fast als «Seifen» zu bezeichnen) enthalten (Beispiele: Proben Nr. 68, 69, 70).

Im Bereich der *Hörnlschüttung* sind die Mergelkomplexe viel weniger einheitlich struiert. Man findet harte Mergelkalke und Kalkmergel, die im Bereich der Bodenseeschüttung vollkommen fehlen. Die typischen, mächtigen, tonreichen, ockerfarbenen Mergelserien der Bodenseeschüttung findet man dagegen im Gebiet der Hörnlschüttung nicht, dafür einen starken Wechsel grauer, braungrauer, gelbgrauer, vor allem aber auch rötlicher und violetter Farbtöne. Ganz allgemein sind die Gesteine viel weniger rein, und vor allem die Mergelsandsteine und Knauersande wirken wegen des geringeren Quarzgehaltes und der häufigeren Gesteins-trümmer (siehe Tabelle V), insbesondere aber wegen der meist mehr als die Hälfte der Körner ausmachenden Kalk- und Dolomittrümmer ausgesprochen schmutzig.

Die Wetterkalke (HOFMANN, 1951) sind ein typisches, kalkig-dolomitisches Produkt der karbonatreichen, dolomitischen Hörnlschüttung. Auch die petrographische Zusammensetzung des Konglomerat- und Brekzienhorizontes des «Appenzellergranites» ist für die Hörnlschüttung ausserordentlich typisch (siehe BÜCHI & WELTI, 1950).

Der Begriff «Knauersandstein» (GEIGER, 1943; HOFMANN, 1951, 1955a, 1956a) sollte – obwohl er nicht sehr bezeichnend ist – für die aus Nagelfluhbänken hervorgehenden Sandsteinhorizonte der Hörnlschüttung reserviert bleiben, da er bereits allgemein verwendet wurde.

E. Charakterisierung und Ablauf der Bodenseeschüttung

Im Gegensatz zur dolomitischen Hörnlschüttung ist die Bodenseeschüttung durch kalkiges Flyschgeröllmaterial und entsprechende feinere Ablagerungsprodukte charakterisiert.

Gerölle: Gelbe Flyschkalke und Sandkalke, z.T. glaukonitisch.

Sande: Quarzreich, feldspat- und gesteinstrümmerarm, feinkörnig, mit umgelagerten Leicht- und Schweremineralien aus sedimentären Gesteinen. Reichtum an umgelagerten Flyschforaminiferen, die nicht nur auf die höchsten Tannenbergschichten beschränkt sind. Relativ häufig eingeschwemmter Glaukonit.

Mergel: Sehr tonreich, illitisch.

Die Gesteine der Bodenseeschüttung sind sehr speziell ausgebildet und deshalb leicht zu identifizieren. Nach einiger Kenntnis sind sie meist makroskopisch-lithologisch leicht von den Sedimenten der Hörnlschüttung (und der damit sehr nahe verwandten Gäbrisschüttung) zu unterscheiden.

In der *oberaquitanen Mergelzone* der Ostschweiz (siehe unter I, USM, und RENZ, 1937a) lassen sich bis unmittelbar unter die Basis der marinen Molasse auch im äussersten Osten keine Spuren eines Einflusses der Bodenseeschüttung nachweisen. Dies stimmt mit den Verhältnissen östlich des Rheintals (Pfändergebiet) überein, wo die Bodenseeschüttung anhand der Flyschkalknagelfluhschüttungen des Pfänderfächers leicht erkenntlich - mit der Transgression der OMM beginnt. Wie bereits erwähnt, war die Bodenseeschüttung zur Zeit der OMM relativ schwach und wurde auch im weit geröllreicheren Pfändergebiet durch die marinen Strömungen aus der Hörnlschüttung abgebremst und übertönt. Besonders im W, d.h. auf der schweizerischen Seite des heutigen Rheintals, war die Bodenseeschüttung offenbar sehr schwach, und nur zur Zeit der fluvioterrestrischen Zwischenkomplexes der OMM lassen sich Ausstrahlungen der Bodenseeschüttung bis an die Goldach erkennen. Die wenig mächtigen, nur lokal auftretenden fluvioterrestrischen Schichten unter der Seelasse von Wartensee SE Rorschach (Probe Nr. 45, Tab. III) zeigen eine sichere Hörnlicharakteristik (fluvioterrestrischer Komplex innerhalb der marinen Schichten des burdigalen Meereszyklus, BÜCHI & HOFMANN, 1945a).

Mit der endgültigen Regression des Meeres der OMM und damit offenbar in wesentlichem Zusammenhang setzt die Bodenseeschüttung zu Beginn der OSM mächtig ein und wirkt sich bis in die Ostschweiz aus. Zur Zeit der Konglomeratstufe findet sich eine massive Sandschüttung mit einzelnen Flyschgeröll-Horizonten bis an den Tannenbergschichten, als Äquivalent des Ramschwag-Niveaus der Hörnlschüttung. Sämtliche, dem Niveau der Ramschwagschüttung entsprechende Sandsteinhorizonte im Sitter-Bodenseegebiet (N und NE St. Gallen) sind keine Knauer-sande, sondern quarzreiche Sandsteine der Bodenseeschüttung.

Die höchsten, vermutlich altpliozänen Tannenbergschichten NW St. Gallen gehören ausschliesslich der Bodenseeschüttung an.

F. Ausstrahlungen der Napfschüttung ins Gebiet des Hörnlfächers

Ohne im Detail darauf eintreten zu wollen, sei erwähnt, dass der Glimmersand der Probe Nr. 92 (Türlersee), der nach N. PAVONI (1956) das «limnische Niveau» der Zürcher Molasse im Hangenden in der Regel begleitet, auf Grund seiner sedimentpetrographischen Charakteristiken weder mit den Glimmersanden der Ost-

West-Schüttung (HOFMANN, 1955a b, 1956a) noch mit den Sedimenten der Hörnli-schüttung vergleichbar ist. Die Glimmersande der Ost-West-Schüttung transgredieren im westlichen Kanton Zürich tatsächlich weit nach S. der Glimmersand vom Türlerse (Nr. 92) lässt sich aber nur mit der *Napf-Schüttung* identifizieren, trotz seiner makroskopischen Ähnlichkeit mit den «echten» Glimmersanden.

Obwohl dieser Glimmersand (Nr. 92) epidotreich ist, unterscheidet er sich durch den geringen Karbonatgehalt, die Leichtmineralien, den Glimmerreichtum, vor allem aber auch durch die Art der Ausbildung des Epidots von den Sedimenten der Hörnli-schüttung: beim Glimmersand Nr. 92 sind die Epidote ausserordentlich frisch und klar, während sie in sämtlichen untersuchten Proben der Hörnli-schüttung stark zersetzt sind. Dieser Unterschied tritt auch gegenüber den Epidoten der Napf-schüttung in Erscheinung, welche völlig mit den Exemplaren des Glimmersandes Nr. 92 übereinstimmen. Diese Feststellung ergibt für künftige Untersuchungen eindeutige Unterscheidungsmöglichkeiten zwischen Napf- und Hörnli-schüttung. Sie zeigt auch Bedeutung und Möglichkeiten der sedimentpetrographischen Analyse.

Da PAVONI (1956) Glimmersande und Glimmermergel als Begleiter des «limnischen Niveaux» und aus andern Horizonten auch östlich des Zürichsees nennt, kann angenommen werden, dass die Napf-schüttung sich bis in jene Gegend auswirkte.

Mit Probe Nr. 92 makroskopisch völlig identische Glimmermergel und -Sande im Irehelgebiet und bei Pfungen (Riedlibachobel) sind als granatreiche, epidotarme Sedimente hingegen Produkte der Glimmersandrinne der Ost-West-Schüttung, die dort nach S transgredierte (über dem bentonitischen Niveau der Ostschweiz).

Man kann in keinem Fall damit rechnen, diese Glimmersandhorizonte im Kanton Zürich rein makroskopisch deuten zu können. Sicher ist, dass diese Glimmersandhorizonte niemals mit ophiolithgeröllreichen Schüttungen etwas zu tun haben (PAVONI, 1956).

IV. DIE STELLUNG DER SOMMERSBERGZONE

Südlich des Gäbris liegt der Sommersberg (Grenzgebiet Kantone Appenzell und St. Gallen), ein Gebiet, das insbesondere von RENZ (1937a) beschrieben worden ist: er erkannte die petrographische Identität der Gesteine des Sommersbergs mit der Pfänderschüttung und parallelisierte die höhern Sommersbergschichten mit der obern marinen Molasse von St. Gallen («Untermiozän»), während er die zwischen diesen Schichten und den Gäbrisnagelfluhen liegende «Brendenbachmergelzone» der oberaquitanen Mergelzone des Nordschenkels der äussern Antiklinale (A₁) der subalpinen Molasse gleichsetzte.

Stratigraphisch-tektonisch gehört die Sommersbergzone als Hangendes der Gäbriszone dem Südschenkel der A₁ an (RENZ, 1937a; HABICHT, 1945b).

A. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Tabelle VII enthält die sedimentpetrographischen Daten aus dem Sommersberggebiet.

B. Interpretation der sedimentpetrographischen Untersuchungen

Tabelle VII zeigt bei einem Vergleich mit den Daten von Tabelle V, dass die *Sommersbergzone inkl. Brendenbachmergelzone der Bodenseeschüttung angehört*.

Die Gerölluntersuchungen von RENZ (1937a) zeigen die Identität der Sommersberg-nagelfluhen mit jenen des Pfänders und der Bodenseeschüttung in der mittelländischen OSM der Ostschweiz (S. 311). Es handelt sich in allen Fällen um die gleichen gelben Flyschkalk- und Sandkalkgerölle, die völlig von den Geröllen der Hörnli- und Gäbrisschüttung abweichen.

TABELLE VII

Ergebnisse sedimentpetrographischer Untersuchungen an Gesteinen der Sommersbergzone

Nr.		Granat	Epidot	Staurolith	Disthen	Apatit	Zirkon	Rutil	Erz	Hornblende	Tumalin	Quarz	Quarzit	Feldspat	Gesteins- trümmer	Karbonat- Gehalt %	Art der Karbonate
96	Sandstein aus Nagelfluh	42	9	6	—	5	11	4	20	—	2	59	21	6	14	43.7	K
97	Mergelsandstein	39	10	8	—	2	6	6	26	—	2	75	16	4	5	31.6	K
98	Sandmergel	38	6	7	—	3	10	2	32	—	1					39.6	K
99	Sandstein aus Nagelfluh	60	2	5	—	4	7	3	16	—	2	69	14	4	9	32.2	K
100	Mergelsandstein	51	+	4	—	3	13	4	22	—	1					33.0	K
101	Mergelsandstein	46	—	13	—	4	10	12	14	—	1					34.6	K
102	Nagelfluhbindemittel	39	4	2	—	6	11	4	33	—	1					39.5	K > D
103	Nagelfluhzwischenlage	7	74	1	—	3	2	1	12	—	+					48.4	D > K

96 Höchste Sommersbergschichten; Sommersberg, SE P. 1155; Koord. 755120/248650/1135.

97 Buebighachmergelzone; Buebigtobel, W Altstätten; Koord. 757900/249450/530.

98 wie 97.

99 Obere Grenz-nagelfluh der Brendenbachmergelzone = Basis-nagelfluh der Sommersbergzone nach RENZ; Bilchen-Rotbach, E Gais; Koord. 754010/248680/995. Glaukonithaltig.

100 Brendenbachmergelzone, 40 m über der Obergrenze der Gäbriszone; Brendenbach-tobel, W Altstätten; Koord. 756800/249880/710.

101 Brendenbachmergelzone, 30 m über der Obergrenze der Gäbriszone; Brendenbach-tobel, W Altstätten; Koord. 756800/249880/700.

102 Brendenbachmergelzone; kleine Nagelfluhstromrinne innerhalb der Mergel der Brendenbachzone (Gerölle Gäbris, Hörnli-schüttung); Koord. 756800/249880/720.

103 Westliche Sommersbergzone; Strasse und Bahnlinie, Gais-Stoss, W Hebrig/Gais. Koord. 752900/247690/967.

K = Kalk, D = Dolomit

Entsprechend stimmt die Sommersbergzone auch mit den sedimentpetrographischen Daten völlig mit der Bodenseeschüttung überein. Dies gilt auch für die *Brendenbachmergelzone*. Tabelle I zeigt, dass die oberaquitane Mergelzone des Nordschenkels der ostschweizerischen A₁ auch im äussersten Osten keinerlei Anzeichen der Bodenseeschüttung aufweist und dass diese Schüttung damals noch nicht begonnen hatte. Wohl aber zeigen die höchsten Partien der Gäbriszone im Brendenbachgebiet und bei Altstätten (Tab. I) und die höchsten Partien der oberaquitanen Mergelzone im E übereinstimmend deutliche Einflüsse (Epidot!) der weiter im W schon an den Geröllschüben erkennbaren, beginnenden Hörnli-schüttung, die somit älter ist, als die Bodenseeschüttung.

Die Mächtigkeit der Sommersbergzone (inkl. Brendenbachmergelzone) wird mit gut 800 m grösser, als bisher angenommen. Ihre Basis liegt unmittelbar über den höchsten Gäbrisnagelfluhen am Brendenbach. Zirka 50 m über der Basis der Brendenbachzone liegt eine Schotterrinne mit Gäbris/Hörnli-Geröllen; das Bindemittel ist aber vorwiegend Material der Bodenseeschüttung (Probe Nr. 102). Es handelt sich um einen letzten Vorstoss der Gäbrissschüttung, resp. eine erste Auswirkung der Hörnlschüttung, die materialmässig weitgehend fliessend ineinander übergehen (Geröllzählungen bei RENZ, 1937a; HABICHT, 1945a; BÜCHLI, 1950).

Bezeichnend ist ein erster schwacher Flyschgeröllvorstoss der Bodenseeschüttung innerhalb der Brendenbachmergelzone bei Fidern (RENZ, 1937a), während die Nagelfluhschüttungen massiv erst mit der frühern «Basisnagelfluh» der Sommersbergzone, ca. 250 m über deren wirklicher Basis, beginnen.

Über der genannten ehemaligen «Basisnagelfluh» der Sommersbergzone folgt die Mergelzone des Buebighbachs, die mit der Brendenbachzone ein klassisches Beispiel für die Identität der Gesteinsserien mit jenen der mittelländischen OSM des Gebietes der Bodenseeschüttung darstellt.

Die dargestellten Untersuchungen lassen kaum einen andern Schluss zu, als dass die Sommersbergzone *inkl.* Brendenbachmergelzone ins Miozän gestellt werden muss, d.h. in eine Zeit, die mit der Transgression der OMM begann (Pfändergebiet!). Aus Gründen der Mächtigkeit von über 800 m müssen aber die *höhern* Teile der Sommersbergzone zwangsläufig in die *Obere Süsswassermolasse* gestellt werden.

Aus Vergleichsgründen mit dem Pfändergebiet und der Bodenseeschüttungsgebiete der mittelländischen OSM der Ostschweiz und der OMM (fluvioterrestischen Zwischenkomplex!) dürfte die in Tabelle VIII dargestellte Parallelisation der Wirklichkeit am nächsten kommen.

Der sedimentpetrographische, absolut sichere Nachweis des Beginns der Bodenseeschüttung und dessen Zusammenfallen mit dem Ende der Gäbrissschüttung und dem Beginn der marinen Transgression ergibt für die Festlegung der Basis des miozänen Abschnittes der Molasse-Sedimentation einen Leithorizont erster Ordnung.

C. Konsequenzen der neuen Altersdeutung der Sommersbergzone

Mit dem Nachweis eines subalpinen, südfallenden Elementes der oberen Süsswassermolasse ergeben sich wichtige tektonische Folgerungen:

Die Tatsache, dass der massive OSM-Komplex des Sommersberges von der Hauptfaltung der subalpinen Molasse noch mit erfasst wurde, zeigt, dass vorhergehende alpine Bewegungsphasen die subalpine Molasse noch wenig erfassten und dass die alpine Schlussfaltung im Pliozän sehr spät, sehr kurz, aber intensiv war. Dies beweist sehr eindringlich auch der postmolassische, aber prädiluviale Deckenschotter auf dem Tannenbergl (HOFMANN, 1957), der der Bodenseeschüttung angehört und sicher vor der subalpinen Hauptfaltung abgelagert worden sein musste. Bedeutungsvoll ist in diesem Zusammenhang der Nachweis subalpiner OSM auch in der Bernermolasse (RUTSCH, 1947).

Da die Sommersbergzone im W durch Hörnliäquivalente ersetzt wird (Nr. 103, Tab. VIII), ist es sehr wahrscheinlich, dass diese Zone weiter nach W reicht, als bis-

Tabelle VIII

Parallelisation der Ablagerungen der Sommersbergzone mit den Schichten der oberen marinen Molasse von St. Gallen und der ostschweizerischen, mittelländischen oberen Süsswassermolasse im Schüttungsgebiet des Bodenseefächers.

	Südschenkel der äussern subalpinen Antiklinale A 1 (südfallend)	Nordschenkel der äussern subalpinen Antiklinale A 1 (nordfallend) u. flachliegende mittelländische Molasse
Konglomeratstufe und Tannenbergschichten der ob. Süsswassermolasse	Sommersbergzone, Hauptgeröllkomplexe des höhern Sommersberges 150–200 m	Tannenbergschichten (— Gehrenbergmolasse des Gebietes NE des Bodensees) 250 m Konglomeratstufe 100 m
		vulk. Block- u. Bentonitniveau
Untere und mittlere Zone der oberen Süsswassermolasse	Sommersbergzone, Buebigbachmergelzone mit vereinzelt Geröllschüttungen in den obern Partien 400–450 m	Rosenberg-Goldachschichten der Gegend von St. Gallen. Im W mit Konglomerat/Brekzienhorizont des «Appenzellergranits» 130 m unter dem vulk. Niveau; im E Flyschgeröllhorizont von Riedern 480 m unter dem vulk. Niveau. Total 730 m
Obere marine Molasse und fluvioterr. Äquivalente	Obere Grenznagelfluh der Brendenbachmergelzone (Bilchen/Gais bis Altstätten)	Obere Grenznagelfluh der marinen Molasse von St. Gallen
	Brendenbachmergelzone 250 m	Obere marine Molasse von St. Gallen-Rorschach mit fluvioterrestrischem Zwischenkomplex 450 m (in der Schüttungsrichtung der Sommersbergzone)
Oberste Schichten der unteren Süsswassermolasse	Höchste, epidotführende Nagelfluh- und Sandsteinkomplexe der Gäbriszone (Hörnlschüttung)	Höchste, epidotführende Mergel- und Sandsteinkomplexe der oberaquitane Mergelzone (Hörnlschüttung)

Die Bezeichnung Tannenbergschichten (— Gehrenbergmolasse) gilt für sämtliche, über der Konglomeratstufe liegenden, vorwiegend mergeligen Sedimente der OSM (inkl. «Heiligenbergschichten», d. h. «mio 4 + mio 5» nach alter Nomenklatur, HOFMANN, 1951). Die in der vorliegenden Arbeit allgemein verwendeten neuen stratigraphischen Begriffe für die OSM entsprechen einer Vereinbarung mit Herrn Dr. U. BÜCHI vom 4. August 1956.

her vermutet, und dass sich vielleicht noch weitere Miozänelemente in der subalpinen Molasse werden nachweisen lassen, wie dies z.B. U. BÜCHT (1950) schon vermutet hat. Eine intramolassische Auswirkung des Rheintalgrabens auf die Mächtigkeit der Sedimentation des Sommersberges ist nicht ausgeschlossen, kann aber wohl nicht sehr bedeutend gewesen sein, da sonst kaum mehr postmolassisch Gerölle der Bodenseeschüttung (Einzugsgebiet Vorarlberg) hätten bis NW St. Gallen transportiert worden können (Tannerwald-Schotter, HOFMANN, 1957). Die tektonische Entstehung des Rheintals ist also eindeutig sehr jung.

Ganz allgemein lässt sich sagen, dass der alpinen Schlussfaltung für die Tektonik der subalpinen Molasse und des Helvetikums eine ausschlaggebende Bedeutung zukommt.

V. ZUSAMMENFASSENDES GESAMTBILD DER SEDIMENTATION DER POSTCHATTISCHEN MOLASSE

In Figur 2 ist versucht worden, die Entwicklung der Schüttungen der postchattischen Molasse darzustellen. Es ergibt sich folgender Gesamtüberblick:

Zur Zeit der oberen USM existierten in der Ostschweiz die parallelen Schuttfächer des Gäbris und des Kronbergs mit ähnlichem Material; Schüttungsrichtung gegen NW. Im W existierte der Hohronenfächer als Hauptlieferant des granitischen Sandsteins, der in Beckenlängsrichtung nach E transportiert wurde und mit der Gäbris-Kronberg-Schüttung interferierte.

In den oberen Partien der USM erkennt man den Beginn der Hörnischüttung als (auch materialmässig) mehr oder weniger kontinuierliche Fortsetzung der Gäbris-Kronberg-Schüttung. Mit dem Einsetzen der Hörnischüttung hört in Gebiet der Ostschweiz die nachweisbare Auswirkung der Zufuhr granitischer Sande aus W auf, wahrscheinlich in erster Linie wegen einer Verschiebung dieses System nach N in heute nicht aufgeschlossene Teile der oberen USM im zentraleren Beckenteil.

Mit der Basis der OMM setzt die Hörnischüttung verstärkt ein, und im Rheintalgebiet lässt sich erstmals die Bodenseeschüttung nachweisen. Während das Hörnli-System vorwiegend kalkig-dolomitisch, epidotreiches Material liefert, besteht jenes der Bodenseeschüttung aus rein kalkigem, an sich karbonatärmeren Sedimenten mit einer Granat-Zirkon-Rutil-Staurolith-Erz-Schwermineral Kombination.

Im Pfändergebiet setzt die Bodenseeschüttung nachweisbar mit der OMM Transgression ein, in der Ostschweiz, wo zur Zeit der OMM die Hörnischüttung dominierte, wirkte sich die Bodenseeschüttung nur zur Zeit des fluvio-terrestrische Zwischenkomplexes der OMM bis in die Gegend E St. Gallen aus. Während der marinen Phasen der OMM existierte hingegen ein steter Materialtransport aus der Hörnli-Fächer durch marine Strömung gegen E. Auch im Nordteil des marinen Beckens erkennt man Strömungen von W nach E, bei wesentlich ruhigeren Sedimentationsbedingungen, die zu bedeutender Glaukonitbildung im untern und oberen Teil der OMM führten. In den höheren Abschnitten der OMM setzte im N die Materialzufuhr aus E durch die Graupensandrinne ein.

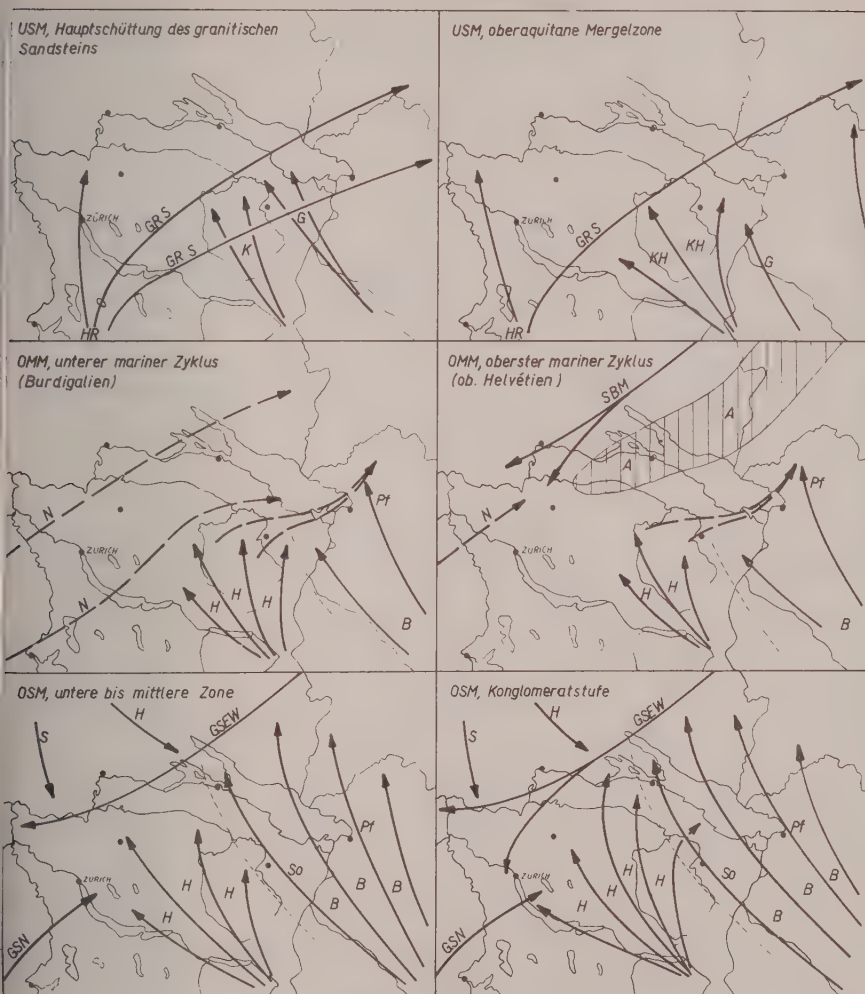


Fig. 2 Zeitliche Entwicklung der postchattischen Schüttungen in der ostschweizerischen Molasse.

USM untere Süsswassermolasse;
 HR Höhrnenschüttung, fluvioterrestrisch;
 GRS Schüttung des granitischen Sandsteins, fluviatil;
 KH Kronbergschüttung, fluvioterrestrisch;
 GABR Gährschüttung, fluvioterrestrisch;
 OMM Kronbergschüttung in der Übergangsphase zur
 Hörnlichüttung;
 N obere marine Molasse;
 N marine Strömung mit Sandzufuhr aus dem Napf-
 gebiet;
 H Hörnlichüttung, fluvioterrestrisch;
 B Bodenseeschüttung, fluvioterrestr. (Pf - Pfänder);
 S

SBM Materialzufuhrsystem der Süssbrackwassermolasse
 (Graupensande und Feinsande), fluviatil-marin;
 A Albsteinschwelle;
 OSM obere Süsswassermolasse;
 GSEW Zufuhrsystem der Glimmersande der Ost-West-
 Schüttung, fluviatil;
 GSN Glimmersandzufuhr aus dem Napffächer, fluviatil;
 H Hörnlichüttung, fluvioterrestrisch;
 B Bodenseeschüttung, fluvioterrestrisch;
 (So - Sommersberg, Pf - Pfänder);
 S Juranagelfluhschüttung a.d. Schwarzw., fluvioterr.
 H Juranagelfluhschüttungsfächer des Hegau, fluvioterr.

Gestrichelte Schüttungspfeile: mariner Strömungstransport.

Ausgezogene Schüttungspfeile: fluvioterrestrischer und fluviatiler Transport.

Feingestrichelte Linie: Grenze zwischen Hörnli- und Bodenseeschüttung.

Erst mit der OSM setzte die Bodenseeschüttung stärker ein und beherrschte in der Ostschweiz ein Gebiet E der Linie St. Gallen Konstanz, während das Einflugsgebiet der Hornlischüttung erst W davon begann. Dieses Bild gilt bis zum Ende der Molassezeit, ja sogar noch darüber hinaus, dokumentiert durch einen Deckenschotter aus Material der Bodenseeschüttung auf dem Tannenbergr NW St. Gallen. Im nördlichen Beckenteil lieferte die Glimmersandrinne der Ost-West-Schüttung stetig Material aus E nach W, und gleichzeitig lässt sich im Kanton Zürich eine gegen NE gerichtete Sandzufuhr aus dem Napffächer erkennen.

Die subalpine Sommersbergzone ist in grundsätzlicher Bestätigung der Interpretation von RENZ – ein miozänes Element der subalpinen Molasse, wobei die Brendenbachmergelzone ein OMM-Äquivalent darstellt, die höhern Teile aber der OSM zuzurechnen sind.

Im N des ostschweizerischen Molassebeckens beginnt zur Zeit der OMM die Juranagelfluhschüttung, die aber erst im Helvétien stärker einsetzt und ihre Hauptentwicklung zur Zeit der OSM erfährt.

WICHTIGSTE LITERATUR

- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1955): *Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse* (München).
- BLUMRICH, J. (1930): *Die miozäne Molasse des Pfänderstockes*. Schr. Ver. Gesch. Bodensees u. s. Umg. 58.
- V. BRAUN, E. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrhein-gebiet zwischen Zurzach und Eglisau*. Eclogae geol. Helv. 46/2.
- BRINKMANN, R. (1950): EMANUEL KAYSER'S «*Abriss der Geologie*». Ferd. Enke Verl. (Stuttgart).
- BUCH, U., & HOFMANN, F. (1945a): *Die obere marine Molasse zwischen Sitter-Urnäsch und dem Rheintal*. Eclogae geol. Helv. 38/1.
- (1945 b): *Über das Vorkommen kohlig-kieseliger Schichten und verkieselter Baumstämme in der oberen marinen Molasse von St. Gallen*. Eclogae geol. Helv. 38/1.
- BUCH, U. P. (1950): *Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal* (Kreuzlingen).
- BUCH, U., & WELT, G. (1950): *Zur Entstehung der Degersheimer Kalknagelfluh im Tortonien der Ostschweiz*. Eclogae geol. Helv. 43/1.
- (1951): *Zur Geologie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Goldingertobel und Toggenburg*. Eclogae geol. Helv. 44/1.
- BUCH, U. P. (1956): *Zur Geologie der oberen Meeresmolasse von St. Gallen*. Mikropaläont. Beitr. v. H. C. G. Knipscheer. Eclogae geol. Helv. 48/2.
- (1957): *Zur Gliederung des Burdigalien im Kanton Aargau*. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 23/65.
- CLOUD, P. E. (1955): *Physical Limits of Glauconite Formation*. Bull. American Ass. Petr. Geologists 39/4.
- FREUDENBERG, H. (1953): *Verfahren zur Herstellung von Formsand und nach dem Verfahren hergestellter Formsand*. Eidg. Amt f. geistiges Eigentum, Patentschrift Nr. 292146.
- FÜCHTBAUER, H. (1954): *Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse*. Heidelberger Beitr. Min. u. Petr. 4.
- (1955): *Die Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse*. Ztschr. deutsche geol. Ges., Jg. 1953, 105/3.
- GALLIHER, W. E. (1935): *Glauconite Genesis*. Bull. Geol. Soc. of America, 46.
- GEIGER, E. (1943): *Erläuterungen zu Blatt 16 (Pfyn-Mürstetten-Frauenfeld-Bussnang) des geol. Atlas der Schweiz*.
- GRIM, R. E. (1953): *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill Book Co. (New York).

- ABICHT, K. (1945 a): *Geologische Untersuchungen im südlichen st. gallisch-appenzellischen Molassegebiet*. Beitr. geol. K. Schweiz [NF] 83.
- (1945 b): *Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st. gallischen Rheintal*. Eclogae geol. Helv. 38/1.
- AUS, H.A. (1950): *Zur paläogeographischen Entwicklung des Molassetrogs im Bodenseegebiet während des mittleren Miozäns*. Mitt. bad. geol. Landesanst. f. 1950.
- EIM, A., & BAUMBERGER, E. (1928): *Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlbergs*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 73.
- ENDRICKS, S.B., & ROSS, C.S. (1941): *Chemical Composition and Genesis of Glauconite and Celadonite*. American Mineralogist 26/12.
- OFMANN, F. (1951): *Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie*. Jb. st. gall. naturw. Ges. 74.
- (1955 a): *Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz*. Eclogae geol. Helv. 48/1.
- (1955 b): *Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken*. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 22/62.
- (1956 a): *Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau*. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 23/64.
- (1956 b): *Ein experimentelles Verfahren zur Bestimmung der Kornform von Sanden*. Eclogae geol. Helv. 49/2.
- (1957): *Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr NW St. Gallen*. Eclogae geol. Helv. 50/2.
- ASMUND, K. (1951): *Die silicatischen Tonminerale*. Monogr. zu „Angew. Chemie u. Chemie-Ing. Technik“, 60. Verl. Chemie (Weinheim/Bergstr.).
- LEIBER, K. (1937): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone*. Eclogae geol. Helv. 30/2.
- EMCKE, K., v. ENGELHARDT, W., & FÜCHTBAUER, H. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes*. Beih. Geol. Jb., 11 (Hannover).
- FUPOLD, W., TANNER, H., & SPECK, J. (1942): *Neue Geröllstudien in der Molasse*. Eclogae geol. Helv. 35/2.
- UDWIG, H. (1925): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse zwischen Necker und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 19/1.
- (1932): *Die Nagelfluhzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten*. Eclogae geol. Helv. 25/2.
- UDWIG, A., & FALKNER, CH. (1901/04): *Beiträge zur Geologie der Umgebung St. Gallens*. Jb. st. gall. naturw. Ges., 1901/02, 1902/03.
- MOOS, A. (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen*. Schweiz. min.-petr. Mitt. 15.
- AYONI, N. (1952): *Die Geologie der Fallätsche und die Bedeutung des limnischen Niveaus für die Zürcher Molasse*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 97.
- (1956): *Zürcher Molasse und Obere Süsswassermolasse der Ostschweiz, ein stratigraphischer Vergleich*. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 22/63.
- QUERVAIN, F. (1949): *Die nutzbaren Gesteine der Schweiz*. Verl. Kümmerly & Frey (Bern).
- ENZ, H.H. (1937 a): *Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse*. Jb. st. gall. naturw. Ges. 69.
- (1937 b): *Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 30.
- UTSCH, R. F. (1928): *Geologie des Belpbergs*. Mitt. naturf. Ges. Bern, 1927.
- (1933): *Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern*. Beitr. geol. K. Schweiz [NF] 66.
- (1947): *Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedbattes Rieggisberg (Kanton Bern)*. Beitr. geol. K. Schweiz [NF] 87.
- (1956): *Die fazielle Bedeutung der Crassostreen*. Eclogae geol. Helv. 48/2.
- UTSCH, R. F., & HÜGI, TH. (1956): *Bemerkungen zur Arbeit von F. Hofmann: Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken*. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 22/63.

- SAXER, F. (1943): *Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in der Nord- und Nordostschweiz, 1943, St. Gallen-Trogen-Gais*. Eclogae geol. Helv. 36 2.
 — (1942): *Quartäre Krustenbewegungen in der Gegend von St. Gallen*. Eclogae geol. Helv. 35.
 SCHUTTLI, H. M. (1952): *Erdolgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV. Mit einem Beitrag von F. Hofmann*. Beitr. Geol. K. Schweiz, [Geotechn. Serie], 26/4.
 SPECK, J. (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee*. (Zug).
 STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 69/1.
 TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hornli*. Mitt. thurg. naturf. Ges. 33.
 TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pelerin*. Eclogae geol. Helv. 47/1.
 UDLUFF, H. (1947): *Formsand und Formsandvorkommen in Deutschland, Österreich und in der Tschechoslowakei*. Arch. Metallk., 1/2.

GEOLOGISCHE KARTEN

- Geologische Karte von St. Gallen und Umgebung* (A. LUDWIG & CH. FALKNER).
Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 23 (F. SAXER u. Mitarb.)
Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 4 (A. LUDWIG).
Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 16 (E. GEIGER).
Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 3 (P. CHRIST & W. NABHOLZ).
Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 1 (P. CHRIST).
Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse (Bayr. Geol. Landesamt).

Geologie der Stammerspitze

Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin)

Von Louis Kläy, (Brig)

Mit 25 Textfiguren und 10 Tafeln (I-X)

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	328
Einleitung	
1. Lage und Umgrenzung des bearbeiteten Gebietes. Geologische Übersicht	329
2. Historisches	331
3. Ziel unserer Untersuchungen	332
Basale Bündnerschiefer	
A. Stratigraphie	
1. Besprechung von vier Profilen.	333
2. Fazielle Zusammenfassung	337
3. Geologisches Alter	338
B. Tektonik	
1. Die grosse Schiefereufwölbung	338
2. Verfaltung im Mittelbereich	340
3. Rupturelle Erscheinungen (Brüche und Klüfte)	342
Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Schiefer)	
A. Stratigraphie	344
Hochpenninische Gesteinstypen	345
Die Altersfrage	346
B. Tektonik	346
Zum tektonischen Diagramm	348
Unterostalpin	
I. Unterostalpine Basalschuppe	
A. Auftreten und geologische Lagerung (Tektonik)	349
B. Gesteinsinhalt (Stratigraphie)	
1. Unterostalpiner Flysch	
a) Halbphyllitische, quarzitische Kalk- und Tonschiefer	350
Unterscheidung von Calcit und Dolomit in Gesteinsschiffen	351
b) Breccien und Sandsteine	352
c) Eingesedimentierte Schollen im Flysch (Wildflysch)	353

2. Tektonisch eingeschobene Massen	Seite
a) Kristallin (Tasna-Granit)	35
b) Gips	35
c) Rauhwacken	35
d) Dolomite	35
3. Ophiolithe.	35
Zusammenfassung der stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse	35
II. Tasna-Decke	
A. Stratigraphie	
Einleitung	35
1. Kristallin	35
2. Permowerförien (Verrucano-Buntsandstein)	35
a) Bunte, verrucanoartige Gesteine	35
b) Weisse Quarzite und Quarzkonglomerate	36
3. Gips und Rauhwacke (?Carnien)	
a) Gips	36
b) Rauhwacken	36
4. Dolomit (Trias)	36
5. Lias	36
6. Untere Kreide (?Neocom)	36
Manganknollen aus dem Unterengadin	36
7. Tristelschichten (Urgo-Aptien)	37
8. Mittlere Kreide («Gault»)	37
9. Couches rouges (Mergelkalkschiefer der oberen Kreide)	37
10. Flysch (inkl. Wildflysch)	37
a) Tonige und kalkig-quarzitische Schiefer in Wechsellagerung	37
b) Breccien, Konglomerate und Sandsteine	37
c) Normalstratigraphische Einlagerungen im Flyschschiefer	
Radiolarite	37
Helle, dichte Kalkschiefer, z. T. radiolarienführende Kalke bis Radiolarienkalke	38
Grüne, quarzitische Schiefer bis Quarzite und grüne Tonschiefer.	38
d) Einsedimentiertes Fremdmaterial im Flysch (Wildflysch)	38
e) Ophiolithe	38
Faziesvergleiche	38
Zur Palaeogeographie des unterostalpinen Flyschablagerungsraumes	38
B. Tektonik	
1. Die Gebirgsgruppe Piz Tasna-Piz Lavèr-Piz Davo Lais	38
2. Rechtsseitiges, oberes Fimbertal Ils Calcuogns-Piz Davo Sassè Piz Val Gronda-Filisur-Pauliner Kopf.	38
3. Das Gebiet von Zebias-Inner Viderjoch-Höllenkar (Tirol)	38
Anhang	
Pseudounterostalpine Schichtglieder zwischen Muttler und Piz Arina	39
Stammer-Decke	
A. Stratigraphie	
Historisches	39
1. Hauptdolomit	
Geologisches Vorkommen	39
Lithologie	39
Breccien im Hauptdolomit	39
Genetische Deutungsversuche	39

	Seite
Abgrenzung gegen das Rhät	398
Fossilführung und Alter	399
Faziesvergleiche mit der oberen Trias anderer Schichtreihen Bündens	399
2. Rhät	400
a) Unteres Rhät	400
Gesteinstypen des unteren Rhät	402
Fossilführung und Alter	404
b) Oberrhät	407
Typische Gesteinsarten des oberen Rhät	408
Fossilführung und Alter	409
Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse	409
Rhät in anderen Schichtfolgen Bündens	409
3. Lias – ?Dogger	410
Charakterisierung einiger typischer Aufschlüsse	411
Fossilführung und geologisches Alter	416
Stratigraphische Zusammenhänge und Zusammenfassung	417
Faziesvergleiche	418
4. Quarzite, Radiolarite, quarzitische radiolarienführende Kalkbreccien, Kalkschiefer, Kalkmergel und Tonschiefer (?Malm)	
Geologisches Vorkommen	419
Gesteinsabfolge	419
Lithologischer Charakter einiger Gesteinstypen	419
Geologisches Alter	421
Fazieller Vergleich mit Malmgesteinen anderer Schichtreihen	422
Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse	423
Zur Bildungsgeschichte der Stammer-Serie	423
Ergebnisse unserer Vergleichsstudien	424
B. Tektonik	
Bisherige Untersuchungen	427
1. Der Bau der Stammerspitze	
a) Die basale Schubfläche	428
b) Die Verschuppung	430
c) Der Faltenbau	430
d) Querbrüche	431
e) Der Schollenbau	432
Zusammenfassung	434
Der Bewegungsablauf	434
2. Die Fortsetzung der Stammer-Decke gegen Nordosten	435
3. Die Fortsetzung der Stammer-Decke im Westen und Südwesten	437
4. Tektonische Beziehungen zu Nachbarelementen	438
5. Die tektonische Stellung der Stammer-Decke	439
Ophiolite	440
A. Serpentin	441
Gesteinsbeschreibung	441
Ophikalzite	442
B. Spilite	
1. Geologisches Auftreten, Verbandsverhältnisse und petrographische Charakterisierung	442
a) Spilite der unterostalpinen Basalschuppe	443
Verteilung im Flysch	443

	Seite
Gesteinsinhalt (Gefüge und Mineralbestand)	44
Mischgesteine an Kontakten	44
b) Spilitische Gesteine im Flysch der Tasna-Decke	
Petrographische Beschreibung	44
c) Der Splittfund in der Stammerspitz-Klippe	44
2. Beziehungen zwischen Ophiolithen und Radiolariten	44
3. Vergleich zwischen Spiliten der unterostalpinen Basalschuppe und Tasna-Decke	44
Geologisches Alter der Ophiolithe.	44
C. Hornblendegabbro	45
Quartär	
1. Pleistocaen	
a) Moränen der Eiszeit	45
b) Wechsellagernde Moränen und Schotter	45
2. Holocaen	
a) Moränen der heutigen Gletscher und letzte Rückzugsstadien	45
b) Bergstürze	45
c) Sackungen	45
d) Erdrutsche und Schlipfe	45
e) Schuttströme, Schuttflüssen, Strukturböden	45
Kalköfen	45
Zur Morphologie	45
Eistransluenzen	45
Epigenesen	45
Talbildungsphasen	45
Dolinen	45
Bemerkungen zur Hydrographie	
a) Mineralquellen	45
b) Wasseraustritte an der Basis der Stammerklippe	45
c) Moränenquellen	45
d) Sackungsquellen	45
e) Schuttquellen	45
Quelltuffe	45
Zusammenfassung der Ergebnisse	
I. Stratigraphie	45
II. Tektonik	46
Literaturverzeichnis	46

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Fig. 1 Kleintektonische Elemente aus dem Unterengadiner Fenster in flächentreuer Projektion	33
Fig. 2 Fraglich atektonische Verfallung im Bündnerschiefer (subaquatische Rutschungsachsen) westlich Fuorcla Pradatsch, 2580 m	34
Fig. 3 Quarzitscholle (Phakoid) mit Rutschharnisch und -streifen in den basalen Bündnerschiefern der Südseite des Stammerspitzes	34
Fig. 4 Verschuppung bei Chè d'Mutt (Samnauntal)	34
Fig. 5 3-4 m langer Dolomitschürfling, eingeklemmt zwischen Kalken und Kalkschiefern des Malm der Stammer-Decke und Flyschschiefern der unterostalpinen Basalschuppe. Nordostabfall des Stammerspitz-Gipfels	35
Fig. 6 Von Dolomitfragmenten durchsetzte Gipslinsen im Flysch der Tasna-Decke. Piz Davo Sassè (Fimbertal)	36

Fig. 7	Im Flysch (wechsellagernde tonige und quarzitisch-kalkige Schiefer) eingelagerte Dolomit-Gips-Linse nördlich Piz Val Gronda bei 2725 m	363
Fig. 8	Gipsbreccie mit Rauhwaacke als Bindemittel. Bergli (oberstes Samnaun). 2540 m	364
Fig. 9	Schalenstruierte Manganknolle in tonigen Schiefen (? Neocom) der Tasna-Decke. Ostseite des Piz Tasna	367
Fig. 10	Quarzitischer Kalk- und Tonschiefer in cm- bis mm-feiner Wechsellagerung. Spitzgefalteter unterostalpinen Flyschschiefer auf der rechten Talseite der oberen Val Fenga (NW Iis Calcuogns, ca. 2500 m)	375
Fig. 11	Geologisches Profil durch das oberste Samnauntal Höllenkar (Tirol)	389
Fig. 12	Zwischen Muttler und Piz Arina eingelagerte, pseudomunterostalpine Schichtglieder tektonisch unsicherer Stellung. Blick gegen E-SE	391
Fig. 13	Grobspätige Kalkeinschlüsse im schwach kalkigen Hauptdolomit der Stammer-Serie. Südwall des Stammerspitzes in der Rinne zwischen Ost- und Westgipfel (2960 m)	397
Fig. 14	Lithologisches Detailprofil durch das untere Rhät der Stammer-Serie (Stammer-spitz, Südflanke des Ostgrates, ca. 3025-3035 m)	401
Fig. 15	Detailprofil durch das Rhät am Nordgrat des Stammerspitzes	403
Fig. 16	Lithologisches Detailprofil durch das obere Rhät der Stammer-Serie (Stammer-spitz-Südwall, SE Ostgipfel, 2950-2990 m)	406
Fig. 17	Stratigraphisches Detailprofil durch drei isolierte Rhät- und Lias-Aufschlüsse auf der Nordostseite des Stammerspitz-Gipfels	408
Fig. 18	Belemnitenführender, spätiger Knollenkalk. Unterer Lias der Stammer-Serie	411
Fig. 19	Lithologisches Detailprofil durch den Malm der Stammer-Serie am Stammerspitz (oberste Val Bolchèras)	420
Fig. 20	Isohypsenkarte der Stammer-Schubfläche am Stammerspitz (Unterengadin), 1:20000	429
Fig. 21	Schema der Faltenversicherung am Stammerspitz	431
Fig. 22	Tektonische Kartenskizze des Stammerspitzes (Unterengadin), 1:20000	433
Fig. 23	Ansichtprofil des tektonischen Schürflings der Stammer-Decke bei Alp Chöglias (500 m NNE P. 2054)	437
Fig. 24	Involutionsgefüge in Gletscherschwebmaterial. Cluchers bei Zuort, Val Sinestra	452
Fig. 25	Schuttstrom auf Chavrà, oberstes Samnauntal. Zungenförmige Stirnpartie	455

VERZEICHNIS DER TAFELN

(am Schluss des Textes)

Tafel I	Tektonische Übersichtskarte des Gebirges zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Nordwestrand des Unterengadiner Fensters). 1:50000.
Tafel II	Lithologische Sammelprofile durch die basalen Bündnerschiefer des Unterengadiner Fensters. 1:10000.
Tafel III	Geologische Profile durch die Piz Davo Lais-Piz Tasna-Gruppe (Nordwestrand des Unterengadiner Fensters). 1:25000.
Tafel IV	Geologische Querprofile durch die Piz Davo Lais-Piz Lavèr-Gruppe (hintere Val Lavèr). 1:25000.
Tafel V	Piz Tasna-Piz Lavèr-Piz Davo Lais. Ansichtsskizze vom Mot (2705,3 m, hintere Val Lavèr) aus.
Tafel VI	Schichtreihe der Stammer-Decke an der Stammerspitz (hintere Val Sinestra, Unterengadin). 1:800.
Tafel VII	Geologische Querprofile durch die Stammerspitz (hintere Val Sinestra, Unterengadin). 1:10000.
Tafel VIII	Stammerspitz von NE (Samnauner Seite).
Tafel IX	NW-Flanke der Stammerspitz.
Tafel X	Südwall der Stammerspitz. Aufnahme Schweiz. Militärflugdienst, 12. August 1953.

VORWORT

Motto: Nicht die Extensität, sondern die Intensität unseres Verhältnisses zu den Dingen verleiht uns die grössten Werte des Lebens.
Nach Ellen Key. (1849–1926)

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch, Direktor des Geologischen Institutes der Universität Bern ausgeführt. Nach ersten Rekognoszierungen im Sommer 1951 wurde die Kartierung in den Sommermonaten 1952–1955 durchgeführt und abgeschlossen. Schlechte Zugänglichkeit und widrige Witterungsverhältnisse – kurze Sommer zwischen Schneeschmelze und ersten Schneefällen im September – verzögerten den Abschluss der Feldarbeiten.

Als topographische Unterlagen für die Feldaufnahmen dienten Kartenblätter (erste Auswertung aus dem Autographen) der Eidgenössischen Landestopographie im Maßstab 1:25 000. Für den Stammerspitz stand eine Kurvenkarte ohne Felszeichnung 1:10 000 zur Verfügung, die eine maßstäbliche Wiedergabe der geologischen Befunde erlaubte.

Ortsbezeichnungen, Koten und Koordinaten wurden der Landeskarte der Schweiz (Blatt Tarasp, Kartenzusammensetzung 249, Ausgabe 1951) entnommen. Nur dort, wo die L.K. keine Angaben enthielt, wurde auf die reichlichere Namendotierung der Siegfried-Karte zurückgegriffen. In Ergänzung konnte ich Luftaufnahmen des «Photoatlases 1946» und terrestrische Aufnahmen der Eidg. Landestopographie, sowie Flugbilder der Eidg. Vermessungsdirektion, Bern, konsultieren, deren stereoskopische Betrachtung manchen Hinweis ergab. Im Sommer 1955 wurde durch freundliche Vermittlung meines Studienkameraden Herrn Dr. G. Nicolson von der Photoflugstaffel des Schweizerischen Militärflugdienstes eine Serie Flugbilder der Stammerspitz-Südwand aufgenommen. Für die zwei Flüge ins Unterengadin und die Erlaubnis zur Reproduktion dieser wertvollen Photographien bin ich Herrn Oberst M. Loeffe, Photodienst Dübendorf und der Sektion für Genie und Festungswesen (E.M.D.) zu Dank verpflichtet.

Die Leitung der Arbeit lag in den Händen von Herrn Prof. J. Cadisch, dessen stetes Interesse am Fortschreiten der Untersuchungen in zahlreichen Diskussionen im Institut und auf Exkursionen mir immer wieder Ermutigung und Ansporn war. Für seine nie erlahmende Hilfsbereitschaft spreche ich ihm hier meinen warmen Dank aus. Während meiner Studienzeit standen mir die Herren Prof. Dr. R. F. Rutsch, Prof. Dr. H. Günzler-Seiffert und vor allem Pd. Dr. H. Grunau vom Geologischen Institut in zuvorkommender Weise mit Ratschlägen bei.

In petrographischen und gesteins-chemischen Problemen konnte ich mich jederzeit der tatkräftigen Hilfe der Herren Prof. Dr. H. Huttenlocher† und Pd. Dr. Th. Hügi vom Mineralogischen Institut erfreuen. Durch gütige Vermittlung von Fräulein Dr. E. Jäger wurde die Röntgenaufnahme eines Feldspates aus den Hauptdolomit der Stammerspitze durchgeführt, während Herr J. Schilling, cand. min., eine thermoanalytische Bestimmung von österreichischem Vergleichsmaterial ausführte. Allen Genannten bin ich für bereitwillige Beratung, Herrn Prof. Dr.

E. Niggli auch für die grosszügige Gastfreundschaft im nachbarlichen Institut zu grossem Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder (Zürich) danke ich für die Untersuchung von Fischresten aus dem Rhät, den Herren Dr. L. Pugin (Fribourg) für die Bestimmung von Wirbellosen und Dr. H. Oertli (Bern) für einen Schlammversuch und Begutachtung von Ostracoden aus dem Lias der Stammerspitze.

In zuvorkommender Weise stellte mir Herr Dr. W. Medwenitsch, Universität Wien, das Manuskript seiner Habilitationsschrift «Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen» (1954) während längerer Zeit mit sämtlichen Beilagen zur Verfügung, darunter eine für Vergleichsstudien besonders aufschlussreiche Kopie seiner geologischen Originalkarte im Maßstab 1:25000.

Meine Studienkollegen, Herren Dr. G. Nicol und Dr. G. Torricelli, führten mich in ihren Dissertationsgebieten in die Methoden der Feldgeologie ein. Mit meinem Studienfreund Herrn cand. geol. K. Meyer unternahm ich einige Begehungen durch das Unterengadiner Fenster. Ihnen wie allen Studienkameraden am Geologischen Institut sei hier für die vielen anregenden Diskussionen herzlich gedankt.

Freundliche Erinnerungen verbinden mich mit der einheimischen Bevölkerung dieses abgelegenen Bündner Berglandes, insbesondere mit dem lieben Völklein von Vnà auf dem sonnigen Nordhang des Inntales, mit den pflichtgetreuen Grenzwächtern, den Schweizer und Tiroler Sennen und Hirten in den entlegenen Alpen.

Mein grösster Dank gilt meinen lieben Eltern, denen ich diese Arbeit zueigne. Durch ihr Vertrauen und finanzielle Opfer ermöglichten sie mein Studium. Herrn H. Zufferey-Parodi und Familie, z. Z. in Córdoba (Argentinien) bin ich für finanziellen Beistand zu grossem Dank verpflichtet. Aber auch an alle jene, welche die reine Freude des Schauens und zweckentbundenes Interesse an unserer schönen Bergwelt und ihren ungelösten Rätseln empfanden, mit mir teilten und mich dadurch menschlich unterstützten, werde ich mich stets dankbar erinnern.

Der Kommission der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der SNG., insbesondere ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch, bin ich für die Subvention dieses Druckes sehr verpflichtet.

Die Gesteins- und Dünnschliffbelegsammlung, sowie die geologischen Originalkarten sind im Geologischen Institut der Universität Bern deponiert.

EINLEITUNG

1. Lage und Umgrenzung des Arbeitsgebietes. Geologische Übersicht

Das von uns untersuchte Gebiet liegt auf der Nordseite des Unterengadins nordöstlich Schuls. Es umfasst Teile der hinteren Val Sinestra, der oberen Val Fenga und des oberen Samnaunales und greift im NW auf österreichischen Hoheitsbereich über. Der kartierte Gebirgsabschnitt wird folgendermassen abgegrenzt:

Im E durch den N-S verlaufenden Berggrat zwischen Piz Arina-Muttler-Piz Motnair bis zum Dorf Samnaun. Von da ab verläuft die Nordgrenze schiefe die linke Talflanke des Samnaun hinauf zu P. 2711 und Inner Viderjoch-Paulinerkopf-Piz Val Gronda zur Heidelberger Hütte (D.Ö.A.V.). Im W bilden der Fimberbach, Vadret da Fenga und Vadret da Tasna die natürlichen Begrenzungen. Vom Piz Tasna ostwärts wurde gegen S bis zu den Bächen der Val Lavèr und Valmains kartiert. (Taf. I).

Der Flächeninhalt des untersuchten Gebietes beträgt rund 95 km². Als höchste Erhebungen beherrschen Muttler (3294,3 m) und die prachtvolle, einer weichen

Schieferunterlage aufruhende Zackenkronen der Stammerspitze¹⁾ (3254,4 m) das Landschaftsbild, während der tiefste Punkt des kartierten Gebietes südlich Zuort bei ca. 1650 m zu finden ist. Drei Bachsysteme (Brancola, Schergenbach und Fimberbach) entwässern das Gebirge.

Seiner Lage am NW-Rand des Unterengadiner Fensters entsprechend, bildet der untersuchte Geländeabschnitt keine geologische Einheit, sondern ist ein Ausschnitt aus den hier SW-NE streichenden geologischen Einheiten. Von oben nach unten, bzw. von NW nach SE können folgende tektonische Elemente auseinandergehalten werden (vgl. Taf. I):

6. Oberostalpinen Kristallin der Silvretta-Decke,
5. Tasma-Decke (unterostalpinen Äquivalent der Falknis-Sulzfluh-Decke im Unterengadiner Fenster),
4. Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Serie),
3. Stammer-Decke, oberostalpin,
2. Basale, unterostalpine Flyschschuppe,
1. Basale Bündnerschiefer, penninisch.

Im SE quert die grosse Schieferantiklinale als dominierendes Strukturelement des Unterengadiner Fensters das Aufnahmegebiet zwischen Piz Arina und Zuort, und entsprechend fallen die basalen Bündnerschiefer südöstlich der Gewölbescheitellinie generell gegen SE, nordwestlich davon in entgegengesetzter Richtung ein. Die Gewölbeachse taucht gegen SW ab, der Betrag des Achsialfallens im Fensterinnern ist aber infolge Fehlens von Leithorizonten nicht zu eruieren.

Diesem mächtigen Schieferbuckel, dessen triasische Unterlage im Unterengadiner Fenster nirgends aufgeschlossen ist, ruht auf dem NW-Schenkel ein bis 100 m dickes Flyschpolster auf, das wir gestützt auf lithologische Vergleiche als Flysch der Ardezer Schichtreihe betrachten. Obschon nur gelegentlich schwache Diskordanzen auftreten, sind diese Schiefer der penninischen Unterlage aufgeschoben.

Auf eine deutlich erkennbare Schubfläche folgt als nächst höhere Einheit die auf Grund von Faziesvergleichen den oberostalpinen Schichtserien gleichgesetzte Stammer-Decke (oberostalpin im Sinne von J. CADISCH, 1953). Am Stammerspitz erreicht die von der oberen Trias bis in den Malm gehende Schichtreihe ihre grösste Mächtigkeit und lässt sich hier klar gliedern. Verfaltet und verschuppt hat dieses Element im N keine direkte Verbindung mit den nördlich Fuorcla Chamins wieder einsetzenden Schichtgliedern der Stammer-Serie und ist damit ein imposantes Beispiel einer geologischen Klippe. Entlang der Schubfläche konnten zur Stammer-Decke gehörende Teilelemente bis Chè d'Mutt (Samnauntal) verfolgt werden. Zwischen Munt Chöglias und Val Bolchèras (NE Alp Chöglias) wurde eine weitere kleine Klippe der Stammer-Decke entdeckt. Weiter südwestlich keilt dieses tektonische Element, das wir fortan «Chaminser Quetschzone» benennen, aus. Spärliche Reste in Form von flachen Schollen stehen noch auf der Nordostflanke des Piz Valpiglia (SW Alp Chöglias) an.

¹⁾ Auf der «Landeskarte der Schweiz» wird der Gipfel als Stammerspitz oder Piz Tschütta (rom. tschüt, m. Blick, tschütter – umherschauen) bezeichnet. In der älteren geologischen Literatur findet man öfters die Schreibweise «Stammerspitze» oder abgekürzt «Stammer». Der letztere Ausdruck ist in der Samnauner Mundart geläufig.

Über der Stammer-Decke setzen konkordant die monotonen, vermutlich in sich verschuppten Schieferserien der ins Hochpenninikum gestellten «Zone von Champatsch» (J. CADISCH, 1934, b) ein. Wir bevorzugen für dieses tektonische Element, da die Verhältnisse am Piz Champatsch uns noch nicht völlig abgeklärt erscheinen, den neutralen Ausdruck «Roz-Schiefer» oder «Roz-Serie». Als ungefähr 1000–2000 m starke, gegen NE und vor allem SW sich verschmälernde Zone baut es die Nordhänge des Samnauntales, die Piz Roz-Piz Chamins-Berggruppe und den Piz Mottana auf.

Von tektonischen Komplikationen grösseren Stils betroffen ist die Auflagerung der Tasna-Decke auf das Schiefergebirge. Zwischen Piz Tasna und Spi d'Ursanna (SW Piz Mottana) unterlagert unterostalpinen Flysch mit eingeschalteten Ophiolithen (Serpentin und Spilite), Gips und Rauhwacke die normale Folge der Tasna-Decke, die fragliches Neocom bis Couches rouges und Flysch umfasst. Diese Einheit, die der Falknis-Sulzfluh-Decke im Rhätikon entspricht und in einige, nachträglich verscherte Falten gelegt wurde, ist nordöstlich Piz Davo Lais nur mehr durch Flysch und eingeschichtete Gips-, Rauhwacke- und Verrucanozüge vertreten. Als eingeschuppte, aus dem stratigraphischen Verband gerissene Schichtglieder der Tasna-Decke sind die riesigen Schollen im Höllenkar (Tirol) zu bewerten.

Nur an einer einzigen Stelle, auf der Ostseite der Krone (3186 m), einem schweizerisch-österreichischen Grenzgipfel 2 km WNW des Piz Lavèr, tangiert unser Aufnahmegebiet auf 3060 m Höhe den oberostalpinen, von Kristallin der Silvretta-Decke gebildeten, schwach gegen W abtauchenden Rahmen des Unterengadiner Fensters.

2. Historisches

Eine lebendige Darstellung der geschichtlichen Entwicklung der geologischen Forschung im Unterengadin und den angrenzenden Gebieten vermittelten R. STAUB und J. CADISCH (1921). Nach einer Dezennien dauernden wissenschaftlichen Kontroverse für und wider den Deckenbau in diesem Gebirgssektor bedeuteten die Arbeiten von F. ZYNDEL (1912) und J. CADISCH (1921) in Mittelbünden, von R. STAUB (1915) in südlichen Bünden und die Übertragung der erzielten Ergebnisse auf das Unterengadin, im speziellen aber die wichtigen stratigraphischen Funde von J. CADISCH im Jahre 1917 den entscheidenden Wendepunkt. Die Existenz eines Deckenbaues und damit die Fensteratur, sowie die tektonische Dreiteilung der ganzen Gebirgsregion in einen oberostalpinen Fensterrahmen, eine unterostalpine Mittelzone und einen basalen, penninischen Fensterkern konnte von da an nicht mehr ernstlich bestritten werden. Mit dem Auffinden der Leitlinien war aber die geologische Forschung keineswegs abgeschlossen, eine grossmaßstäbliche Aufnahme und Bearbeitung von Detailproblemen setzte ein.

Der Kürze halber werden im folgenden die wichtigsten, das Unterengadiner Fenster und seinen Rahmen betreffenden Arbeiten ab 1921 tabellarisch zusammengestellt:

Mit der Stratigraphie und Tektonik des Fensterinnern (Bündnerschiefer und unterostalpine Schichtreihe) beschäftigten sich die Publikationen von J. CADISCH (1926, 1928, 1932, 1934 a und b, 1938, 1941, 1946, 1950, 1953) und W. MEDWENTZSCH (1951, 1952, 1953 a und b, 1954), mit dem oberostalpinen, sedimentären Fensterrand im SE (Scarl-Decke) die Arbeiten von H. EUGSTER (1923 a), G. BURKARD (1953) und G. TORRICELLI (1956). Stratigraphie und Innenbau der Kristal-

linamente der Silvretta-Decke bearbeiteten F. SPAENHAUER (1932), P. BEARTH (1932), E. WENK (1934 a), J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER (1941), indessen G. MÜLLER (1953) an das Fenster angrenzende Teile der Ötztal-Decke zum Gegenstand seiner Untersuchungen machte (unveröffentlichte Diss., Wien). Eine Arbeit vornehmlich tektonischen Inhaltes ist die von E. WENK (1934 b). Spezieller Erwähnung wert sind die nach modernen Gesichtspunkten erstellten Blätter des «Geologischen Atlases der Schweiz» im Maßstab 1:25000: Blatt 423 Scaletta (1935), Erläuterungen 1953, Blatt 420 Ardez (1940), Erl. (1941), Blatt 424 Zerneß (1948), Erl. (1953).

Im Rahmen eines Untersuchungsauftrages der «Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft» bearbeitet Prof. J. CADISCH, Bern, seit mehr als drei Jahrzehnten den schweizerischen Anteil des Unterengadiner Fensters.

3. Ziel unserer Untersuchungen

Aus dieser Zusammenstellung geht die Vernachlässigung, welche die den Fensterkern aufbauenden Schiefererien erfuhren, deutlich hervor. Mit Ausnahme der von W. HAMMER (1923) aufgenommenen «Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt 5245 (Nauders) im Maßstab 1:75000, die aber nur den Ostteil unseres Gebietes darstellt, fehlt seit G. THEOBALD's Karte (Dufour-Atlas, Blatt XV Davos-Martinsbruck, 1:100000, 1864) jedwelche genauere geologische Karte. Tektonische Übersichten, dem jeweiligen Stand der Forschung angepasst, veröffentlichte J. CADISCH (1948, 1955) im Alpenpostführer «Unterengadin-Samnaun», herausgegeben von der Generaldirektion der Post-Telegraphen- und Telefonverwaltung, Bern.

Hauptprobleme unserer Untersuchung, wie sie zu Beginn unserer Feldaufnahmen vorlagen, waren:

- a) Die Bearbeitung der Stratigraphie der Sedimente der Stammerspitz-Klippe in der hinteren Val Sinestra und Abklärung der stratigraphischen Zugehörigkeit dieser Serie mittels Vergleich mit Schichtreihen von Nachbargebieten,
- b) Die Ermittlung der tektonischen Stellung der Klippe im Deckenschema dieses Alpensektors. Abklärung ihres Innenbaues.

Nachdem die Fortsetzung der Stammer-Serie auf der Nordostseite der Fuorcia Chamins sicher festgestellt werden konnte, war die seitliche Verfolgung dieser Quetschzone gegen NE und SW die zunächst zu lösende Aufgabe.

Im weiteren wurde eine Verfeinerung der Stratigraphie der hangenden Anteil der basalen Bündnerschiefer angestrebt und tektonischen Erscheinungen alle Aufmerksamkeit geschenkt. Ohne nennenswertes Ergebnis blieb die Untersuchung der hochpeninischen Schiefererien. Weder mikropaläontologische noch lithofazielle Untersuchungen führten zum Ziel. Immerhin wurde dieser Komplex gegen das Liegende und Hangende abgegrenzt.

Neue Funde und auch neue Probleme brachten, wenn auch weniger in stratigraphischer Beziehung, die Begehungen im NW unseres Arbeitsgebietes, im Falten und Schuppenbau der unterostalpinen Decke. Deren Auflagerungsfläche wies im Gebiet des Piz Davo Lais und des Fimberpasses einige Komplikationen auf, die nicht vernachlässigt werden konnten. Bei der mangelhaften Kenntnis der unterostalpinen Rahmenzone auf der linksseitigen, obersten Val Fenga und der obersten Val Urschai, mussten unsere Aufzeichnungen Stückwerk bleiben.

Ophiolithe, zum grossen Teil aus dem zu besprechenden Gebiet nicht bekannt wurden so weit als angängig kartiert und der Art ihres geologischen Auftretens

ler Altersfrage, ihren makroskopischen und mikroskopischen Merkmalen alle Aufmerksamkeit geschenkt.

Quartärgeologischen und hydrologischen Erscheinungen wurde nicht systematisch nachgegangen.

Im Laufe der Untersuchungen tauchten neue Fragen auf, auf die in den einzelnen Kapiteln näher eingegangen werden soll. Kursorische Begehungen von Nachbargebieten erleichterten und festigten das Verständnis der gewonnenen Beobachtungen. Als Grundlage und als eine der Hauptaufgaben betrachteten wir von Anfang an die Erstellung einer geologischen Karte im Maßstab 1:25 000 (für den Stammerpitz 1:10 000), deren Druck als Teil eines zukünftigen Atlasblattes 417–Samnaun Krönung unserer Bemühungen der Sommer 1952–1955 sein wird.

Basale Bündnerschiefer

Diese mächtigen Schieferserien nehmen den Südosten unseres Arbeitsgebietes ein und liegen zur Hauptsache auf dem Nordwestschenkel der grossen Unterengadiner Schieferantiklinale. Ihre geologische Verbreitung ist dem beigegebenen ektonischen Übersichtskärtchen (Taf. I) zu entnehmen. Sie repräsentieren obere Partien der im Unterengadiner Fenster aufgeschlossenen Schiefermassen; basalere Teile sind in der Val Sinestra (beim Kurhaus) und in der Tiefe der Innschlucht bei Hochfinstermünz sichtbar. Eine auf neueren Methoden basierende Untersuchung und zusammenfassende Darstellung dieser orogenen Gesteinsserien, die zwei Drittel des Fensterraumes beanspruchen und am Piz Mundin (3146 m) eine noch nicht näher untersuchte Schale von Ophiolithen führen, drängt sich heute auf. Unsere Ausführungen wollen als Beitrag zu einer späteren, umfassenden und vergleichenden Bearbeitung des ganzen Fensterkernes bewertet sein und beschränken sich deshalb auf eigene, allerdings durch ältere Literatur fundierte Beobachtungen. Als eine rare Fundgrube lithologisch-petrographischer Beobachtungen sind die sorgfältigen Arbeiten des Österreicher Geologen W. HAMMER (1914) zu bezeichnen; sie sind aber in tektonischen und stratigraphischen Belangen kritisch aufzunehmen.

A. STRATIGRAPHIE

Eine Gliederung dieser von HAMMER (1914) «Basale Bündnerschiefer» bezeichneten Gesteinsfolgen in wohl definierte Serien und ihre altersmässige Einordnung konnte infolge Fehlens ausscheidbarer Horizonte nicht durchgeführt werden. Trotzdem seien die erreichten Ergebnisse hier mitgeteilt.

1. Besprechung von vier Profilen

(siehe Taf. II)

Wir bescheiden uns auf die Wiedergabe von vier lückenlos durchgehenden Profilen, aus denen die Schwierigkeiten einer Seriengliederung in unterscheidbare Zonen hervorgeht. Für die stratigraphische und anschliessend auch tektonische Erforschung ist die laterale Verfolgung ausgeschiedener Gesteinskomplexe unerlässlich.

Die Profile II und III werden von Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe überlagert und lassen sich annähernd parallelisieren. In beiden Profilen kann eine quarzitisches vor einer kalkig-tonigen Tüpfelschiefer-Serie abgegrenzt werden. Bei III (mit Ziffer 4 bezeichnet siehe Legende p. 336) ist als das charakteristischste Glied des ganzen Schichtstosses ein ungefähr 100 m mächtiger Komplex spätiger Kalke in Gestalt bis 1 m dicker, mit Tonschiefern wechselagernder Banke eingeschaltet, der gegen Nordosten bis in die obere Val Sampnoir (südwestlich Munt da Sterls) verfolgt wurde. Auf dem schmalen Muttler-Südgrat zwischen P. 3149 und P. 295 tritt dieser Gesteinszug ebenfalls in ungefähr gleicher Mächtigkeit auf. Von da ab südwestwärts konnte dieses an Trübschichten erinnernde Gestein nicht mehr nachgewiesen werden. Auch auf dem Westhang des Piz Arina nicht, wo es der allgemeinen Lagerung der Gesteinschichten entsprechend durchziehen sollte. Die in Val Trommas auf 2560 m und in Val Bolchêras auf 2190 n in die Schiefer eingebetteten Linsen von hell anwitterndem, blaugrauem Spatkalk liegen zu hoch als dass sie die zerrissene Fortsetzung dieses Gesteinszuges darstellen könnten. Trotz zahlreiche Dünnsehliffe lieferten diese am Ost- und Südgrat des Muttler anstehenden, von dichten, dolomitischen und kalkigen Fragmenten durchspickten Kalke, die auch feimbreciose Lagen enthalten, nicht die geringsten organischen Überreste. Auch lassen die Kalkkörner keine Echindermen-Gitterung, wie sie sonst noch bei stark rekristallisierten Gesteinsproben beobachtet werden kann, erkennen.

Bei den spätigen Kalken und Quarziten der Horizonte 2 und 4 des Profils III ist die Frage berechtigt, ob nicht aus dem Grenzgebiet zwischen hochpenninischem und unterostalpinen Ablagerungsraum stammende, tektonisch in die Bündnerschiefer eingeschobene Schichtglieder vorliegen (vgl. p. 390).

Der Schichtstoss des Profils IV, zum Hauptteil aus schiefrigen, rostig anwitternden Sandsteinen bestehend, findet keine Parallelen in den übrigen Schichtfolgen. Wir vermuten daher das Vorliegen einer höheren Bündnerschiefer-Schuppe.

Bei Profil I wagen wir keine Korrelationen durchzuführen. In den oberen Partien vermuten wir Verschuppung mit unterostalpinem Flysch. Im Hangenden stösst das Profil direkt an unterostalpinen, ophiolithführenden Flysch der Tasna-Decke, das Hochpenninikum scheint hier zu fehlen. Ehe aber Gültiges ausgesagt werden kann, sollte die Berggruppe Piz Champatsch-Piz Soè im Detail kartiert werden.

Nachstehend wird die Gesteinsabfolge dieser vier Profile beschrieben. Die Mächtigkeiten sind der Tafel II zu entnehmen.

I

Kurhaus Val Sinestra-Val da Ruinas-Piz Spadla-Fil Spadla-Piz Soè

- 12 Feingeschichtete, braunrot verwitternde, quarzitisches Feimbrecien bis Sandsteine in Wechselagerung mit 8
- 11 Mehr oder weniger quarzitisches Kalke und Kalkschiefer, Kalkmergelschiefer und Tonschiefer mit zahlreichen 0,5-1 m dicken Breccien- und Sandsteinlagen
- 10 Quarzitisches Feimbrecien; Kalke, Kalkschiefer und Tonschiefer in Wechselagerung
- 9 Kalkschiefer und Tonschiefer wechselagernd, mit braun anwitternden Sandsteinen
- 8 Dünngeschichtete, quarzitisches Kalkschiefer (1-5 cm, im Durchschnitt 2-3 cm dick) mit schwächtigen Tonschiefern (1-3 cm) wechselagernd und mit spärlichen Einschaltungen von sandigen Lagen. Der Komplex erinnert an unterostalpinen Flysch, wie er z.B. im Fimberta ansteht
- 7 Wechselagernde Kalk-, Ton- und quarzitisches Sandsteinschiefer
- 6 Mehr oder weniger tonige Kalkschiefer, obere Teile als getüpfelte, mergelige Kalkschiefer ausgebildet
- 5 Graue, rotbraun bis orange verwitternde, auf den Schichtflächen silbrig glänzende, massig Sandsteine von feinem Korn; getüpfelte, graue Kalkschiefer mit geringen tonigen Zwischenlagen; rotbraun verwitternde, serizitführende, feine, kalkig-quarzitisches Sandsteine bis Sandkalkschiefer. Die Sandsteine blättern leicht auf. Nach oben in plattige Kalk- und Tonschiefer übergehend; Kalk-, Ton- und Kalkmergelschiefer; braunorange verwitternde Quarzite bis kalkige Quarzite
- 4 Feingeschichtete bis blättrige Spatkalkschiefer, getüpfelt

- 3 Kalke, Kalk-, Kalkmergel- und Tonschiefer mit eingeschalteten rot anwitternden, kalkigen Quarziten und cm dicken Sandsteinlagen, meist getüpfelt
- 2 Feingeschieferte Quarzsandsteine und rostig anwitternde Feinbreccien, dazwischen etwas Tonschiefer; getüpfelte Kalkmergel und blauschwarze bis silbergraue Tonschiefer; serizit-führende, feinkörnige Sandsteine; quarzitisches Kalke in Form von blaugrauen, massigen Bänken; feinkörnige Sandsteine
- 1 Blaugraue, kristallinische Kalke, dünnsschichtige, getüpfelte Kalkmergelschiefer, etwas blaue Tonschiefer, z. T. serizitisiert.

II

Südhang Stammerspitz, Tobel westlich Graskamm Tschütta (1920–2800 m)

- 8 Dickere (5–20 cm) Bänke von rau anwitternden, quarzitischen, grobgetüpfelten Kalken mit dazwischen geschalteten Tonschiefern = quarzitisches Tüpfelschiefer-Serie. «Helle Bündnerschiefer» nach W. HAMMER (1914)
- 7 Vorherrschend dünnsschichtige (1–3 cm) Kalkschiefer mit Tonschiefern wechsellagernd. Einzelne quarzitisches Kalklagen getüpfelt; etwas Kalkmergel
- 6 Bei 2545 m zahlreiche niveaunbeständige Quarzitlinsen von einigen m Durchmesser (Phakoide)
- 5 Muskowitfführende Dolomit-Quarzfeinbreccie bis Sandstein; bis 2 m dicke, orange anwitternde Quarzite; 1–4 cm dicke Kalkschiefer, durch tonige Häutechen getrennt; kalkige Quarzitbänke ($\frac{1}{3}$ –1 m) und massige Bänke aus reinem Kalk bis Kalkmarmor; orange anwitternde, frisch blaugraue, gut geschichtete (3–6 cm dicke Bänkchen), kalkige bis kalkfreie Quarzite bis quarzitisches Kalkschiefer; dünnplattige bis dünnbankige (1–15 cm dicke), getüpfelte Kalkschiefer mit tonigen Einlagen; Quarzite bis Quarzsandsteine und Tonschiefer. Vereinzelt kalkige und mergelige Lagen
- 4 Dünnplattige Kalkschiefer, Kalkmergel- und Tonschiefer. Die Kalke gelegentlich quarzhaltig. Bei 2345 m sandige bis feinbrecciöse, linsige Einschaltungen (grobkörniger, kalkig-quarzitisch, glimmerführender Dolomit-Quarz-Sandstein bis Feinbreccie). Diese Linsen fallen in der schiefrigen Umgebung durch ihre Massigkeit auf. Eine nicht sehr ausgeprägte Tüpfelung, vor allem der mergeligen Gesteine, ist über den ganzen Komplex verbreitet
- 3 Massige, graublaue Kalke bis Kalkmarmor und quarzitisches Kalke, letztere bräunlich-gelblich verwitternd, Tonschiefer wenig. Ausschwitzungen von Kalzit und Quarz
- 2 Mergelige Kalkschiefer, Kalkmergel- und Tonschiefer. Zuerst ca. 35 m plattige, vielfach mergelige Kalkschiefer in Lagen von 2–5 cm mit dazwischengeschalteten, feinen Tonschiefern. Unten 20 m Kalkmergel- und Tonschiefer, untergeordnet dünnsschichtete Kalkschiefer. Quarzite sehr selten. Die stumpfgrauen Tonschiefer sind oft sandigserizitisch (Halbphyllite). An der Basis bei 2080 und 2081 m graue, linsig texturierte, kalkig-quarzitische Quarzsandsteine von einigen cm Dicke
- 1 Gut gebankte (bis 2 m, durchschnittlich 20–30 cm dicke) kalkige bis kalkfreie, rostrot anwitternde, frisch graublaue bis olivfarbene, manchmal glimmerführende Quarzite mit schwächlichen, blauschwarzen Tonschieferzwischenlagen, die öfters bis zu Meterdicke anschwellen. Rhomboedrische Absonderung der massigen Bänke. Bei Abnahme des Quarzgehaltes findet Übergang in quarzitisches Kalk statt. Glimmerführende Kalkmergel sind vertreten, aber selten.

III

Stammerspitz Ostgrat–Fuorcla Maisas–Muttler–Fuorcletta (2804 m)

- 9 Rau anwitternde, getüpfelte, quarzitisches Kalkschiefer von schmutzigweisser bis beigefarbener Anwitterungsfarbe; daneben atypische graue Kalkschiefer, Kalkmergel und Tonschiefer. Quarzitisches Tüpfelschiefer-Serie = nach HAMMER «Helle Bündnerschiefer»
- 8 Schmutzigolivgrüne, kalkarme bis kalkfreie Quarzite in Linsenform. Nicht streng niveaubeständig. Daneben wurden schwache Diskordanzen festgestellt. «Zone der Quarzitphakoide»
- 7 Quarzitisches Kalkschiefer, daneben getüpfelte Kalkmergelschiefer und etwas Tonschiefer
- 6 Vorherrschend dünnsschichtige, graublaue, getüpfelte Kalkschiefer bis Kalkmergelschiefer, etwas blauschwarze Tonschiefer = «kalkig-tonige Tüpfelschiefer-Serie»

- 5 Feinblättrige, rostrote Sandsteine bis reine Quarzite neben atypischen, oft getüpfelten Kalkschiefern mit mergeligen und tonigen Einschaltungen
- 4 Spätige Kalke mit dolomitischen und kalkigen Fragmenten bis feine Kalk-Dolomit-Breccien in Gestalt massiger Bänke mit eingeschalteten dünnen, blauschwarzen Tonschiefern. Pseudotristelschichten
- 3 30-70 cm dicke Quarzitbänke mit 2-10 cm dicken Tonschieferlagen wechsellagernd. Pseudo-Gault
- 2 Tonschieferreiche, zurückwitternde Zone mit geringmächtigen Quarzitbänken und Sandsteinen bis Sandkalken
- 1 Rotbraun verwitternde, beigefarbene und grüne Quarzite mit dünnen Tonschiefereinschaltungen. Linsige, einige cm dicke Breccienlage (Dolomit-, Kalkkomponenten usw. bis zu Nussgrösse) eingelagert.

IV

Nordost-Seite des Piz Arina (2500-2828,1 m)

- 4 Blauschwarze Tonschiefer; graue, grau und ockerfarben anwitternde, massige, z.T. schiefrige Sandsteine bis Sandsteinschiefer von vorwiegend feinem Korn. Die massigen Komplexe blättern leicht auf
- 3 Blauschwarze Tonschiefer mit eingeschalteten, einige mm bis 1/2 m dicken Kalkschiefern bis -bänken
- 2 Dünngeschichtete (1/2-5 cm), graue Sandkalkschiefer, wechsellagernd mit tonig-serizitischen Zwischenlagen von 1/3 bis 1 mm
- 1 Feingeschichtete, graue, serizitführende, kalkarme bis kalkfreie Sandsteine bis Sandsteinschiefer. In den oberen Partien zwei feinkörnige Quarzbreccienlagen von je 2-3 m.

Verschiedentlich wurden in den basalen Bündnerschiefern neben den schon erwähnten, einigermaßen horizontbeständigen Quarzitlinsen (Profil II und III der Tafel II) grössere, an keine bestimmte Schiefernebenen gebundene Schollen festgestellt. Im folgenden seien diese, obschon ihre stratigraphische Stellung nicht bekannt ist, der Vollständigkeit halber aufgeführt.

TRISTELKALKÄHNLICHE SPATKALKE, hellgraublau anwitternd, frisch dunkelgraublau, massig, mit gelblichen Dolomitpartikeln. Auch den Rhätkalken der Stammer-Serie (p. 408, 1) oder dem Steinsberger Lias täuschend ähnlich:

- a) In Val Bolchêras auf 2190 m und 5-10 m rechts über dem Bachbett,
- b) Auf dem breiten Grasrücken südlich Val Bolchêras, ca. 2200 m als ca. 3×9 m grosse Scholle;
- c) In Brünun südwestlich des Stammerspitzgipfels auf 2560 m Höhe [819,9/198,1].

QUARZSANDSTEINE:

- d) Nördlich Val Trommas auf 2600 m, Stammerspitz-Westgrat [820,1/198,3]. Gut gerundete, auffallend rostrot anwitternde, ca. 1,5-4 m grosse Blöcke aus Quarzsandstein. Dünnschliffuntersuchungen dieses massigen und schwarz getüpfelten Gesteins ergaben die Anwesenheit von eckigen Quarzbruchstücken in mengenmässig stark variierendem, quarzitisch-kalkigem Bindemittel. Im Zement etwas tonig-ferritisch-graphitisches Pigment und Serizit, akzessorisch grosse Turmalinkörner, Biotit, Pyrit.

Die von W. HAMMER (1914) und W. MEDWENITSCH (1953) verwendete Einteilung in «graue, helle und bunte Bündnerschiefer» wurde von uns als zu schematisch empfunden. Ausserdem trennen wir die im Hangenden der «hellen Bündnerschiefer» einsetzenden, «bunten Schiefer» vom Penninikum ab. Auf deren Flyschnatur wies schon MEDWENITSCH hin, er beliess sie aber als Kreidebildungen beim basalen Penninikum.

Aus den «hellen Bündnerschiefern» auf der Südseite des Stammers beschrieb HAMMER (O. AMPFERER und W. HAMMER, 1911) graue Tüpfelschiefer und stellte

ine vollständige Übergangsreihe zu den radiolarienführenden, quarzitischen Kalkbreccien der oberostalpinen Stammer-Serie auf. Als ein der Deckenlehre ab-
 ehrend gegenüberstehender Forscher konnte HAMMER die an der Basis des Stam-
 bergipfels durchgehende Überschiebungsfläche nicht erkennen.

Wir unterscheiden zwischen einem tieferen, tonig-kalkigen und einem in den
 öheren Partien der basalen Bündnerschiefer auftretenden quarzitischen Tüpfel-
 schiefer-Typus. In beiden Fällen liegen, wie einige Dünnschliffe erkennen liessen,
 urch Pigment getrübe Kalkkörperchen von $\frac{1}{2}$ -2 mm Grösse in einer fein- bis
 einstkörnigen, tonig-quarzitisch-kalkigen, resp. kalkig-quarzitischen Grundmasse.

NOMENKLATUR VON TRÜMMERGESTEINEN

Wir folgen einem Vorschlag von P. NIGGLI (1952), den wir noch etwas präziser anwenden
 öchten. Trümmerbestandteile werden dem Hauptwort einverleibt und zwar so, dass die vor-
 erschende Komponente unmittelbar der Korngrössenbezeichnung vorangeht. Der Zement wird
 ttributiv bezeichnet und zwar wiederum so, dass der Hauptgemengteil des Bindemittels direkt
 or das Substantiv zu stehen kommt. Beispiel: Ein kalkig-quarzitischer Dolomit-Kalksandstein
 nthält in einer quarzitischen, etwas kalkigen Grundmasse neben Dolomitpartikeln zur Haupt-
 lache Kalktrümmer.

Bei den quarzitischen Tüpfelschiefern ist der Zement fast kalkfrei. Letzterer
 nthält zahlreiche, aus kleinen Fragmenten hervorgegangene, völlig limonitisierte
 Dolomithomboeder. Die Tüpfelschiefer sind ihrer petrographischen Zusammen-
 etzung nach als schwach metamorphe quarzitisch-kalkige bis kalkig-quarzitische
 Kalksandsteine zu bezeichnen. HAMMER (1914) gibt neben einer vorzüglichen
 Gesteinsbeschreibung (p. 466-467) eine Dünnschliffphotographie (Taf. XXIII,
 Fig. 2).

2. Fazielle Zusammenfassung

Die Bündnerschiefer, Sedimente des einstigen geosynklinalen, von Schelf-
 gebieten umgrenzten Haupttroges, liegen als sedimentäre Mischgesteine von sandig-
 onigem bis kalkigem Charakter (orogene Fazies) vor. Klastische (grob- bis feinst-
 örniges Material) und chemische Absätze bauen die im grossen ganzen erschreckend
 einförmigen, im einzelnen ausserordentlich wechselvollen Gesteinsserien auf. Kalke,
 Tonschiefer, Sandsteine, und Quarzite sind mit allen möglichen gegenseitigen Über-
 gängen vertreten. Dolomitische Gesteine als Niederschläge des Flachmeeres sind
 n den Bündnerschiefern nie nachgewiesen worden. Beim Kurhaus Val Sinestra
 1521 m) beherrschen mehr oder weniger mergelige, glimmerführende Kalkschiefer
 bis massige Kalke mit dünnen Belägen oder stärkeren Lagen von blauschwarzen
 bis silbergrauen Tonschiefern den Gesteinscharakter (bathyalen Faziestypus),
 während sandiger und grobkörniger Detritus in den oberen Partien der basalen
 Bündnerschiefer sich stärker bemerkbar macht.

Eine Zu- oder Abnahme der Kristallinität von unten nach oben kann, da zu-
 verlässige, exakt definierte Kriterien für schwach epimetamorphe Umwandlungen
 noch nicht ausgearbeitet sind, nicht festgestellt werden.

Linsenförmige Einschlüsse in den höheren Anteilen des Bündnerschiefers
 können verschiedener Herkunft, bzw. Entstehung sein:

a) In den Profilen II und III (Taf. II) z. B. sind auf der Süd- und Westseite
 des Stammerspitzes ziemlich niveaubeständige Quarzitschollen auf weite Erstrek-

kung zu verfolgen. Es handelt sich wohl um ehemals den Schiefern konkordant eingelagerte, später mechanisch deformierte Bänke aus sprödem Quarzit (tektonische Gerölle).

b) Nur gelegentlich auftretende Schollen aus dunkelgraublauem, spätigem Kalk, die durch ihre Massigkeit in der schiefrigen Umgebung auffallen, sind entweder tektonisch eingeschleppt oder bei der Sedimentation als Gleitpakete eingedrungen. Sie haben oft erhöhte mechanische Beanspruchung erlitten.

3. Geologisches Alter

Es gelang trotz zahlreicher Gesteinsschliffe nicht, irgendwelche organische Spuren in den Bündnerschiefern zu entdecken.

Bei dem wichtigen Fund von Oberkreideforaminiferen von Campanien-Maestrighen-Alter, die nach G. TORRICELLI (1956) dem basalen Bündnerschiefer (150–200 m im Liegenden der am Südrand des Fensters die Tasna-Decke unterteufenden Ophiolithe) entstammen sollen, ist die Frage berechtigt, ob die krinoiden- und foraminiferen-führende Feinbreccie nicht eher der hochpenninischen Serie oder sogar dem Unterostalpin angehört. Analog frische und mechanisch unversehrte Gesteine fehlen in unserem Arbeitsgebiet, so dass wohl wenig Hoffnung besteht, die Bündnerschiefer der hinteren Val Sinestra mittels mikropaläontologischer Untersuchungsmethoden altersmässig festlegen zu können.

B. TEKTONIK

Die Besprechung der Tektonik der basalen Bündnerschiefer erfolgt der Einheitlichkeit des Baumaterials gemäss nach tektonischen Strukturelementen und nicht gebietsweise.

1. Die grosse Schieferaufwölbung

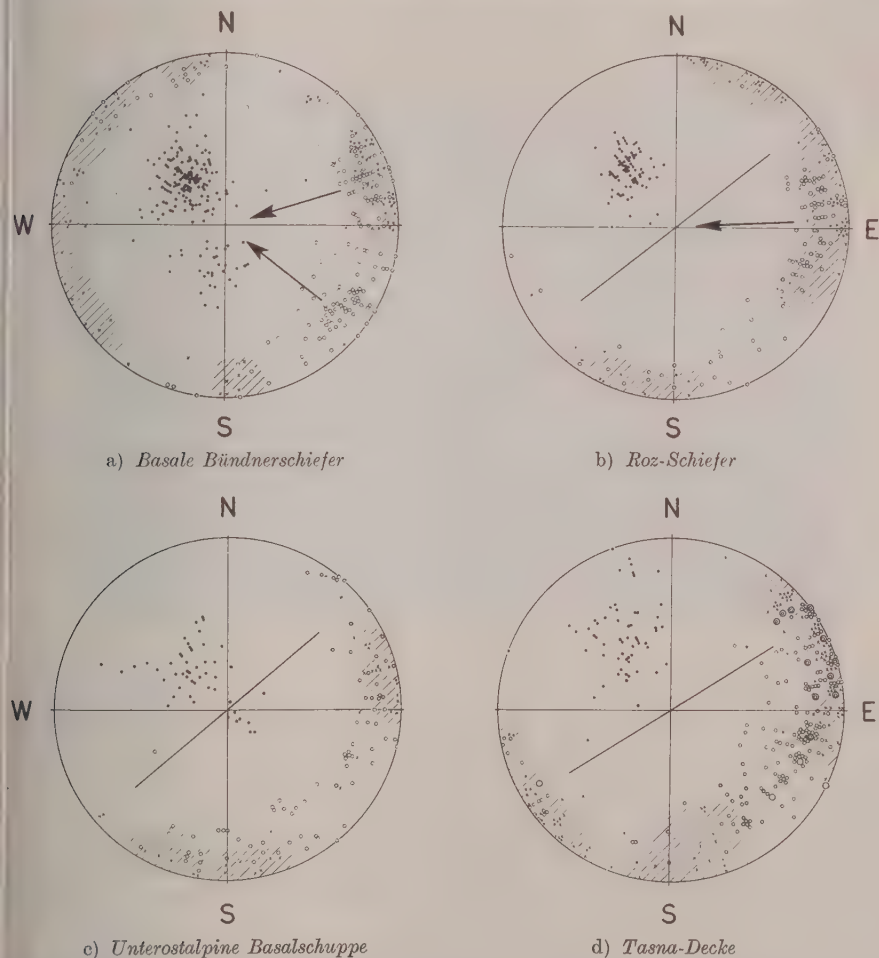
Als tektonisches Grosselement erster Ordnung beherrscht die zentrale, SW–NE streichende Schieferantiklinale die Lagerungsweise der Gesteinsschichten unseres Aufnahmegebietes. Ihre Achse durchzieht vom Piz Mundin (Scheitellinie 300 m südsüdöstlich P. 2938,0 südwestlich Piz Salet, 2971 m) die hintere Val Sinestra; bei günstiger Morgenbeleuchtung ist in der Ostwand des Piz Spadla die beidseitige flache Abbiegung der Schichten trefflich zu erkennen und zwar verläuft die Scheitellinie der Antiklinale etwas südlich des Gipfels dieser breiten, symmetrischen Berggestalt. Aus dem Kartenbild ergibt sich demnach für unseren Gebietsabschnitt ein Achsenstreichen von N 51–53° E, während das Achseneinfallen gegen SW infolge fehlender Leithorizonte nicht zu ermitteln ist. Nordwestlich des Gewölbefirstes fällt das Gesteinsmaterial isoklinal gegen NW, südöstlich davon in südlicher (!) Richtung ein.

Die Arsensäuerlinge von Val Sinestra (südlich des kartierten Gebietes) entspringen aus den Schiefern des SE-Schenkels unweit der Scheitellinie der Fensterantiklinale²⁾. Durch das schluchtartige Quertal der Brancla wurde beim Kurhaus

²⁾ Vgl. J. CADISCH (1946): Ein Beitrag zur Geologie der Mineralquellen von Schuls-Tarasp. *Eclogae geol. Helv.* 39, 2.

1521 m) der am tiefsten reichende Aufschluss der basalen Bündnerschiefer des ganzen westlichen Fensteranteiles geschaffen.

Aus dem tektonischen Diagramm (Fig. 1, a), das sich wie die übrigen mit Ausnahme der Messungen in der Val da Ruinas, am Piz Spadla und Piz Soër (2916,8) trikte auf das von uns kartierte Gebiet beschränkt, lässt sich herauslesen:



Zu d). Punkte: Nur Schichtflächen von Flyschschiefern eingemessen; kleine Ringe: Faltenachsen im Flysch; grosse Ringe: Tristelschichten; Doppelringe: Falten im «Gault» mit Radien > 5 m.

Fig. 1. Kleintektonische Elemente aus dem Unterengadiner Fenster in flächentreuer Projektion (LAMBERTSche Projektion).

Bei den Faltenachsen (Ringe) wurde der Durchstichpunkt, bei den Schichtflächen (Punkte) und Klüften (Kreuzchen) der Durchstichpunkt der Normale der eingemessenen Flächen eingetragen (in obere Halbkugel). Ausgezogene Linie: Generelles Schichtstreichen, Pfeil: Streichrichtung der Kleinfaltenachsen, schraffierte Felder: Kluftsysteme.

1. Werden nur die Schiefer auf dem NW-Schenkel in Betracht gezogen, so ergibt sich für die Fensterlängsachse ein Streichen von N 51° E (stimmt mit der auf p. 338 angegebenen überein)³⁾.

2. Die Fallrichtungen der Schichtkomplexe der beiden Schenkel stehen aber in einem stumpfen Winkel zueinander (südliches und nicht südöstliches Schicht einfallen am Piz Arina!). Wir sprachen schon im stratigraphischen Teil (p. 331) die Vermutung aus, es könnte am Piz Arina eine höhere Schuppe der Bündnerschiefer vorliegen. Die generell etwas verschiedene Lage der Schichten am Piz Arina scheint unsere Auffassung zu bestätigen, wenn auch nicht von der Hand zu weisen ist, dass die Lage des Untersuchungsgebietes am SW-Ende des grossen Gewölbes Tendenzen zu periklinalem Streichen in sich tragen muss. Im letzteren Falle ergäbe sich für das grosse Unterengadiner Schiefergewölbe ein Streichen von etwa N 65° E.

Ein kleiner Zweigsattel untergeordneter Bedeutung zieht zwischen Stammerspitze und Piz Chamins durch, zweifellos durch die hier rasch anschwellenden Sedimente der Stammer-Serie sekundär bedingt. Seine Achse läuft einigermaßen der Scheitellinie der grossen Schieferantiklinale konform und liegt auch den Faltenachsen in der Stammer-Decke annähernd parallel (vgl. Fig. 20). Dies spricht für direkten Zusammenhang zwischen Stammer-Decke und dem erwähnten Zweigsattel, einer Strukturelement von lokaler Bedeutung.

Der von J. CADISCH (1950) erwähnte, durch das Quellgebiet von Scuol-Taras streichende Nebensattel tangiert unser Gebiet nicht. Er dürfte weiter südlich durchgehen oder auch aussetzen.

Die Grenzfläche gegen das Hangende ist scharf abgrenzbar, ist eine einfach verbogene, nur an der Basis der Stammerspitze eingebuchtete Fläche. Verschupungen sind nicht beobachtet worden, ebenso scheint nirgends eine nennenswerte Anstauung der Schiefermassen stattgefunden zu haben.

2. *Verfaltung im Mittelbereich*

Im grossen ganzen zeigen die Schiefermassen eine ruhige Lagerung und die primären Mächtigkeiten dürften nicht erheblich geringer als die ermittelten, tektonischen gewesen sein. Die Tektonik dieses Geosynklinalgebietes ist von den besser untersuchten Nachbargebieten penninischer Zugehörigkeit nicht verschieden. Eine zusammenfassenden Vergleich mit dem Prätigauer Halbfenster vermittelt uns J. CADISCH (1950).

Tektonische Komplikationen grösseren Stils stellen sich nur am Grat Muttler-Piz Arina ein, wo fraglich unterostalpine Schichtglieder als massigere, starre Elemente gegen WNW abtauchende Faltenwalzen von bedeutenderem Radius bilden (Fig. 12).

Die Kleintektonik gestaltet sich durch die unendliche Wechsellagerung von härterem und plastischerem Material und die dadurch begünstigten Differentialbewegungen innerhalb der Schichten sehr kompliziert. Diese intensive Kleinfaltung kann nur durch schichtparallele Bewegungen erklärt werden. Clivage ist häufig, aber lokal beschränkt.

³⁾ Die berücksichtigte Kompass-Korrektur (Deklinaton) betrug für das Gebiet Val Sinestra Samnaun und für die Jahre 1952–1955 ca. 5° W. Vgl. Isogonen-Karte der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt.

Mit Hilfe der Faltenachsen aller Kaliber versuchten wir die Vergenz der in den basalen Bündnerschiefern wirkenden Schubkräfte zu ermitteln, da sich bekanntlich das durchschnittliche Faltenstreichen senkrecht zur Richtung des faltenden Zusammenschubes anordnet. Jede Richtung entspricht dabei einem Bewegungsakt mit einem anderen gearteten Kräfteplan. Bei Überrollung von Faltenumbiegungen lösen sich diese völlig aus dem Gesteinsverband und liegen als bolzenförmige Zylinder (Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich) zwischen den Schiefern. Auch sie



Phot. L. Kläy

Fig. 2. Fraglich atektonische Verfallung im Bündnerschiefer (subaquatische Rutschungsachsen) westlich Fuorcla Pradatsch, 2580 m.

wurden eingemessen. Auf eine Eliminierung der geringfügigen Fehlerquelle, die aus der nachträglichen Aufrichtung des Fenstergewölbes und dem dadurch bedingten Abdrehen der Faltenachsen resultiert, wurde abgesehen. Primär lagen die Faltenstränge wohl mehr oder weniger horizontal und blieben innerhalb einer Schichtplatte.

Es ist hier die Frage berechtigt, ob in den Bündnerschiefern nicht auch atektonische, synsedimentär durch Rutschung entstandene Falten vorliegen. Wulstartige, verdrehte Faltenstränge, Doppelfalten mit starken Achsenrichtungsänderungen sind bei orogen-tektonischer Beanspruchung kaum zu erwarten. Nach W. PLESSMANN (1953) geben überdies Rutschungsachsen beim Einmessen in Sammeldiagramme starke Streuungen und von den Faltenachsen tektonischer Entstehung (B-Achsen) abweichende Maxima. In unserem Beispiel (Fig. 2) mit Wulstachsenstreichen von N 55°, 75°, 100° E, Fallen 0–2° E trifft dies tatsächlich zu.

Subaquatische und präorogene Gleitfaltung fehlt im Bündnerschiefer-Sedimentationstrog allem Anschein nach nicht, und sollte in zukünftigen Arbeiten berücksichtigt werden.

In unserm tektonischen Diagramm (Fig. 1a), dem ungefähr 100 Messungen von Kleinfalten- und Streckungsachsen zu Grunde liegen, sind zwei, ziemlich gleichwertige Richtungen von Faltenachsen vertreten:

- a) Eine WSW-ENE-Richtung (Str. N 73° E, F. 15° WSW),
- b) Eine NW-SE-Richtung (Str. N 128° E, F. 17° NW).

Die Achsen tauchen, der Lage des Kartierungsgebietes am NW-Rand des Unterengadiner Fensters und auf dem SE-Schenkel des Schiefergewölbes entsprechend, nach WSW, resp. NW ab.

3. Rupturelle Erscheinungen (Brüche und Klüfte)

Von besonderem Interesse sind einige ungefähr N-S verlaufende Verwerfungen mit saigeren oder sehr steilstehenden Verschiebungsflächen, die sich auch morphologisch durch Felskamme, Bacheinschnitte, breitere und schmalere Runsen usw. im Landschaftsbild bemerkbar machen.

a) In der vorderen Val Lavèr, südöstlich Prümara da la Muranza, ziehen vom Bachbett zwei breite, steile Rinnen in nordnordwestlicher Richtung in waldbestandenes, von mächtigem Moränenschutt überdecktes Gelände aufwärts. Beim westlichen Einschnitt konnte mit Hilfe eines Quarzithorizontes – Horizont 1 von Profil II der Taf. II zieht hier durch – eine Verstellung des Ostflügels gegen Norden von wenigstens 60 m (vertikal zu den Schichtflächen gemessen) nachgewiesen werden. Die Bruchfläche streicht annähernd N 180° E.

b) In der mittleren Val Tiatscha, westlich Tschütta, einem grasbewachsenen Rücken auf der Südseite der Stammerspitze, ist an einer ebenfalls N-S streichenden saigeren Verwerfungsfläche der Ostflügel um ca. 15 m nordwärts (diagonale Saigersprung) verstellt worden.

Diesen wenigen, sicher feststellbaren Rupturen kommt trotz der geringer Sprunghöhen insofern prinzipielle Bedeutung zu, als sie sich auf das gesamte Unterengadiner Fenster ausdehnen. Aus der Gegend von Finstermünz beschreibt z. B. W. HAMMER (1914) gleichgerichtete, grosse Klüfte, nach Herrn Prof. Dr. J. CADISCH Bern (mündliche Mitteilung) und eigenen Beobachtungen entspringen die Arsen säuerlinge von Bad Val Sinestra auf einer N-S bis NNW SSE orientierten, steil stehenden Störung. Auf Luftaufnahmen aus dem Photoatlas 1916 der Eidgenössischen Landestopographie ist dieses tektonische Element deutlich erkennbar. Es kommt in NE-Richtung zu einem treppenförmigen Aufsteigen der einzelnen Segmente, wodurch das rasche, achsiale Aufsteigen der grossen Schieferantiklinal verstärkt wird.

Gegenläufige Bewegungen, durch die der W-Flügel höher zu liegen kommt, sind wie an einem Beispiel am Südhang des Stammerspitzes beobachtet werden konnte ebenfalls vertreten. Hier im Tobel zwischen den Grasrücken Urezza und Tschütt auf 2590 m Höhe und in den Felsen im Weidgelände östlich Alp Pradgiant (2500 m ist zwischen den saiger stehenden, einige Zentimeter klaffenden Bruchflächen ein aus eckigen Schieferstückchen bestehende Dislokationsbreccie mit verkieseltem

urch Eisenlösungen braunorange gefärbtem Bindemittel eingeklemmt. Eine zu hakoiden zerborstene Quarzitbank (vgl. p. 335, Profil II, 6) am Südhang des Lammers weist einen mit Rutschstreifen versehenen, N 180° E streichenden, pliierten Rutschharnisch auf (Fig. 3), dessen Rillen senkrecht stehen. Gelegentlich gehen von diesen Störungen fiederartige Kluftsysteme aus, die aber nicht berücksichtigt wurden. Häufiger sind Schleppungserscheinungen.



Fig. 3. Quarzitscholle (Phakoid) mit Rutschharnisch und -streifen in den basalen Bündnerschiefern der Südseite des Stammerspitzes.

In Figur 1 a sind auch die Klüfte eingetragen. 2 Systeme konnten zusammengefasst werden, die wie folgt streichen und fallen:

- a) N 160–170° E, F. 80° ENE
oder WSW,
- b) N 85° E, F. 80–90° bald S, bald N,

wobei das erstere stärker, das zweite schwächer in Erscheinung tritt. Kluftsystem a) steht senkrecht zu einer Faltenachsen-Richtung, das andere ungefähr parallel dazu (Faltenverwerfungen bei Verschiebung). Die Klüfte sind öfters (statistische Untersuchungen wären interessant) durch ein Quarz-Kalzit-Gemenge verheilt und weisen manchmal senkrecht angeordnete und abgeplattete, das heisst den Kluftflächen angepasste Drusen mit zentimetergrossen Quarz- und Kalzitkristallen auf.

Die Ausbildung der Klüfte und Verwerfungen (Bruchphase) kann zeitlich der Aufwölbung der Bündnerschiefer zugeordnet werden.

Hochpenninische Bündnerschiefer (Roz-Serie)

(Schuppenzone von Champatsch, J. CADISCH, 1934 a und b)

Als breiter, scheinbar ungestörter Gürtel aus monotonen Schiefergesteinen durchzieht diese von J. CADISCH (1948) erstmals ins obere Penninikum gestellte und der Margna-Decke resp. der Platta-Decke Südbündens gleichgesetzte Zone unser Arbeitsgebiet von SW nach NE. Sie kann nach diesem Autor mit der «Schuppenzone von Champatsch» der südwestlichen Fensterecke parallelisiert werden und entspricht dem «Hochpennin» der österreichischen Geologen (W. MEDWENITSCH, 1953). Vom Liegenden ist sie durch Lamellen aus Dolomit, Kalk und Quarzit, durch

Rauhwaacke und Ophiolithe, bei Chè d'Mutt durch ein Gipslager getrennt. Diese rudimentäre, auf weite Erstreckung völlig aussetzende Unterlage des Hochpenninins parallelisieren wir im Gegensatz zu J. CADISCH (1950) wenigstens zum Teil mit den Schichtgliedern der Stammer-Decke.

Unsere Beschäftigung mit diesen von Anfang an wenig versprechenden Schieferserien setzte sich zum Ziel: die Kartierung im Maßstab 1:25 000, eine lithologisch-petrographische Seriengliederung, den Nachweis von Faziesänderungen in laterale Richtung, nicht zuletzt die Altersbestimmung der Schiefer und die Klärung der tektonischen Verhältnisse. Tektonische Komplikationen wie interne Verschuppungen und Einfaltungen fremder Deckenanteile waren nicht von vornherein ausgeschlossen.

Der Einfachheit halber und weil die Verhältnisse am Piz Champatsch noch zu wenig gesichert erscheinen, benennen wir diese Schiefermassen im folgenden kurz «Roz-Schiefer».

A. STRATIGRAPHIE

Vier detaillierte Querprofile wurden durch diese flyschartigen Schiefermassen gelegt, beginnend im Südwesten (siehe Taf. I):

1. Durch den Ostgrat des Mot, hintere Val Lavèr. Mächtigkeit ca. 260 m (P_I),
2. In Val da Mottana, eine steile Schlucht südwestlich Piz Mottana, ca. 1200 m (P_{II})
3. Von Fuorela Chamins über Piz Chamins Piz Vadret Piz Roz nach Vesil (Tirol) einem rechten Seitentälchen von Val Fenga (P_{III}),
4. Im ersten Tobel südwestlich Piz Ot (Sannaun), auf der Siegfried-Karte als Va Champ raduond bezeichnet, ca. 1300 m (P_{IV}).

Die von W. SCHILLER (1901), W. HAMMER (1914) und W. MEDWENITSCH (1953) geschaffene Einteilung in «graue, helle und bunte Bündnerschiefer» konnte nicht auf unsere tektonisch komplizierteren Verhältnisse übertragen werden. Einige massen ungestörte Profile dürften nirgends vorhanden sein. Eine lithologische Seriengliederung war, da ausscheidbare Gesteinshorizonte fehlen, nicht durchführbar. Es sei trotzdem eine schematische Gesteinsfolge gegeben (Profil P_{IV}). Von oben nach unten folgen:

- f) Vorw. bräunlich verwitternde Sandkalke, 170 m;
- e) tonschieferreiche Kalkschiefer, 80 m;
- d) vorherrschend Sandkalke bis kalkig-quarzitische Dolomit-Kalk-Quarz-Sandsteine, untergeordnet schwach tonige Kalkschiefer, 120 m;
- c) sandige Kalkschiefer, Sandkalke und glimmerführende Kalksandsteine, letztere in zentimeter- bis dezimeterdicken Lagen, 460 m;
- b) massige, tonschieferarme Kalkschiefer, 60 m;
- a) tonschieferreiche Kalkschiefer und untergeordnet kalkige Quarzite, 420 m.

Die Mächtigkeitsangaben sind infolge gelegentlichen Wechsels von Schichtstreichen und -fallen sowie durch Faltenbildung approximativ.

Eine ähnliche Entwicklung wie im Sannaun weisen die Gesteine des Profils P_I auf. Nach 400 m atypischen, tonschieferreichen Kalkschiefern, mehr oder weniger durch Metamorphose halbphyllitisch geworden, folgen ca. 300 m Sandkalkschiefer die 1–3 von Profil P_{IV} entsprechen. Darüber setzt ein ca. 100 m starker Komplex ein, der sich im Gesteinshabitus von unterostalpinem Flysch nicht unterscheidet.

asst. Wildflyschartige Gesteine, sowie ophiolithische Einlagerungen fehlen. Sandige Kalke setzen den Schichtstoss nach oben bis auf 2800 m fort, wo dieselben feinflätrigen Tonschiefer und kalkig-quarzitischen Kalkschiefer mit 100-150 m sich wieder einstellen. Ob es sich hier um eine tektonisch eingeschobene Flyschlamelle der Tasna-Decke oder um Hochpenninikum in Flyschfazies handelt, ist nicht zu ermitteln. MEDWENITSCH (1953) bejaht die Existenz von Flysch und Wildflysch in den oberen Teilen des Hochpenninikums. Die völlige Abwesenheit fremdartiger Begleitgesteine spricht unseres Erachtens für normalstratigraphische Einlagerung. Die restlichen Schiefermassen im Hangenden der flyschartigen Schiefer werden aus andigen Kalkschiefern bis Sandkalkschiefern zusammengesetzt.

Wildflyschartige Gesteine mit Blockeinstreuungen im Hangenden der Serie wurden von uns im Gegensatz zu W. MEDWENITSCH (1953) zum Unterostalpin gezählt. Als Deckenscheider waren diabasische Ophiolithe, Gipse und Rauhwarven willkommen. Wo diese fehlen, war die Abgrenzung gegen unterostalpinen Flysch nicht mehr mit Sicherheit zu bewerkstelligen. Das war der Fall am Grat westlich von Piz Mottana und am SE-NW verlaufenden Grat zwischen P. 2898 und P. 2873,2. In fein wechsellagernde kalkige Quarzitschiefer und tonig-serizitische Lagen von Millimeter bis Zentimeter Dicke zusammensetzen. Diese entsprechen nach MEDWENITSCH den den «bunten Bündnerschiefern» der hochpenninischen Serie, der die letzteren nach undeutlichen Foraminiferen- und Algenresten in Breccienkomponenten in die Kreide stellen möchte. Am Nordwestabfall des Piz Roz und im oberen Samnauntal fehlen diese relativ bunten Gesteine.

Profil P_{III} beginnt an der Fuorela Chamins mit Sandkalkschiefern, die nordwestlich von Piz Chamins von Kalk- und Tonschiefern abgelöst werden und die ihrerseits wieder von einem Sandkalkkomplex überlagert werden. Darüber stellen sich Kalkschiefer, gefolgt von Sandkalke und schiefrigen Sandsteinen, ein. Wird dieses Profil mit P_{II} und P_{IV} verglichen, so wird eine dreifache Verschiebung wahrscheinlich. Doch stehen Übergänge und wechselvolle Lithologie innerhalb eines Gesteinskomplexes einer klaren Gliederung im Wege. Wir verzichteten deshalb auf eine entsprechende Ausscheidung auf der Karte und in den Profilen. Sie wäre mit zu vielen Unsicherheiten behaftet.

Hochpenninische Gesteinstypen

Kalkschiefer gehen bei steigendem Tongehalt in Kalkmergel über. Durch die Marmorisierung des Karbonatanteiles kommt es zu einer lagenweisen und schlierenartigen Sondierung von kalkiger und toniger Substanz. Die Folge dieses Prozesses ist die relative Armut der Bündnerschiefer an eigentlichen Kalkmergeln.

Alle Übergänge von reinen, ebenflächigen Kalke und Kalkschiefern (eigentlich flüschichtige Kalke), rotbraun verwitternden Sandkalke, quarzitischen Kalke, ötlich verwitternden, kalkigen Quarziten sind vertreten. Ebenso alle Typen aus der Reihe sandige Kalke – rau und knorrig anwitternde Sandkalke – Sandsteine bei allmählichem Überhandnehmen der detritischen Komponente gegen oben (Trümmer von Quarz, Dolomit, Kalk, untergeordnet von Quarzit, Chloritserizitquarzit usw., sowie von eingeschwemmten Feldspatkörnern, Muskowitblättchen). Die leicht ersetzlichen Dolomitpartikel verleihen durch ihre Pigmentierung mit limonitischen Verwitterungsprodukten den Sandsteinen ein buntes Aussehen.

Gelbbraun bis orange anwitternde, dichte, mergelige Kalklagen von einigen wenigen cm Dicke stechen aus der grauen Umgebung hervor. Sie sind auf die oberen Partien des ganzen Schichtsstosses beschränkt. Weit verbreitet, aber ebenso schwächliche Einschaltungen bildend, sind kalkig-quarzitische Tüpfelschiefer:

Dünnschliff. Dichte, durch Pigment dunkelgraubraun gefärbte Kalkkörner bis -mikrolinsen sind von opaken, tonigen Schlieren umschlossen und weisen randlich in der Streckungsrichtung des Gesteins eine sich durch grobkristallinen Kalzit verratende Rekristallisation auf. Im Handstück sind diese Stellen rein weiss. Als Grundmasse liegt ein feinstkörniges, zahlreiche limonitische Kalzitrhomboeder führendes, durch Pigment etwas grau gefärbtes Quarzaggregat vor. Also ganz analoge Erscheinungen wie bei den Tüpfelschiefern der basalen Bündnerschiefer.

Wie das Schliffbild erkennen lässt, sind diese getüpfelten Schiefer aus tonig-quarzitischen Kalksandsteinen hervorgegangen. Epimetamorphen Umwandlungen verdanken auch die anderen Gesteine ihre zum Teil recht hohe Kristallinität (Kalkmarmore), ihren reichlichen Serizit- und Chloritgehalt. Die Tonschiefer besitzen halbphyllitischen Charakter, und die Sandsteine sind durch die Einregelung der Glimmer durchwegs stark verschiefert.

Die Altersfrage

Der bekannte Fund von W. PAULCKE (1910b) eines von H. DOUVILLE als *Orthophragma* (*Discocyclus*) gedeuteten *Orbitoides* aus der sog. «Roz-Breccie» stammt aller Wahrscheinlichkeit nach nicht aus der hochpenninischen Schieferserie, sondern aus dem unterostalpinen Flysch. Die gröbstklastischen Sedimente an Piz Roz überschreiten nach unsern Felduntersuchungen nirgends Korngrössen von 2 mm und sind zudem einer sehr weitgehenden Rekristallisation unterworfen worden, so dass die detritischen Partikel nur noch mit Mühe mikroskopisch und makroskopisch erkannt werden können. Der hohe Quarzgehalt der Gesteinsproben ist zudem für die Konservierung von Organismenresten nicht günstig. Mittelkörnige Breccien sind uns aus dem zitierten Gebiet überhaupt nicht zu Gesicht gekommen. Genauere Angaben fehlen leider in der Arbeit PAULCKES.

Nach P. ARNI (1933), der den Fund PAULCKES einer kritischen Prüfung unterwarf, ist anhand der retouchierten Abbildung auch eine generische Bestimmung nicht mit Sicherheit zu bewerkstelligen. Die verhältnismässig grossen Lateral-kammern mit dünnen Zwischenwänden sprechen für einen *Orbitoides* s.str.⁴⁾.

Eigene Untersuchungen: Mit Ausnahme einer vagen Echinodermenstruktur in der kalkigen Komponente eines mittelkörnigen Sandsteins blieben unsere Dünnschliffuntersuchungen resultatlos.

B. TEKTONIK

Das grosse, ungefähr SW NE streichende Schiefergewölbe der basalen Bündnerschiefer wird im NW durch eine äusserst eintönige, sandig-kalkig-tonige Gesteinsserie überlagert, die nach J. CADISCH (1950) mit der «Schuppenzone von Chantäsch» der südwestlichen Fenstercke parallelisiert werden kann. Diese hoch

⁴⁾ Vgl. auch R. J. SCHUBERT (1910): Über das «Tertiär im Antirhätikon», Verh. k.-k. Reichsanst., Wien, p. 328.

penninischen Serien bauen die Nordhänge des oberen Samnauntales (Piz Munschuns, Piz Ot), die Gruppe Piz Roz–Piz Vadret–Piz Chamins und weiter westlich den Piz Mottana auf. In der hinteren Val Lavè streicht dieser oberpenninische Komplex am Mot östlich P. 2705,3 als bedeutend reduzierter Gesteinszug durch und wird von da ab durch die ausgedehnten Schuttbildungen von Tiral der Beobachtung entzogen.

Von Interesse ist die starke Mächtigkeitszunahme am Piz Roz. Sie wurde schon von früheren Autoren auf interne Verschuppung zurückgeführt. Beweise liessen

NW

SE

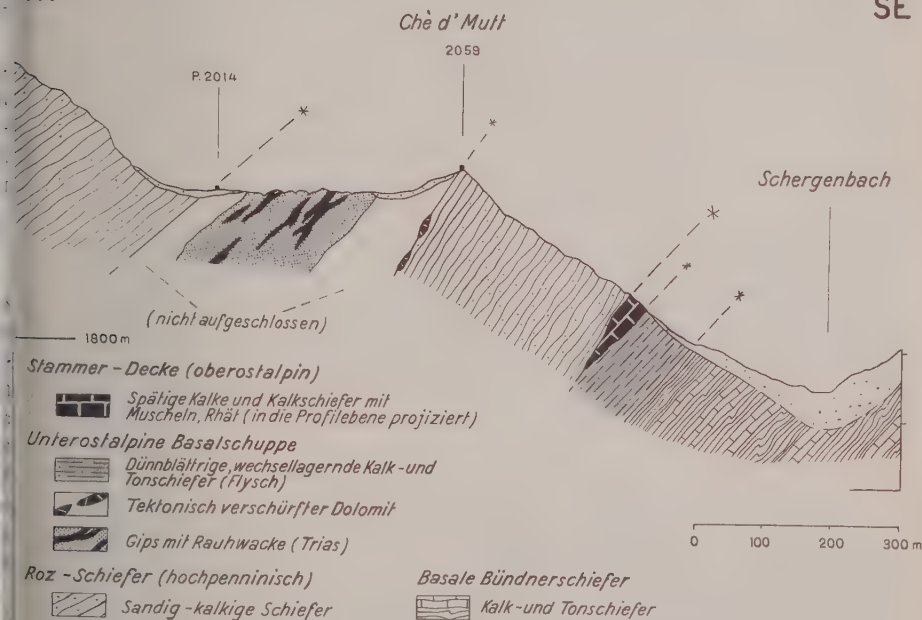


Fig. 4. Verschuppung bei Chè d' Mutt (Samnauntal).
(Profil 7 der Tafel I.)

sich allerdings bis heute, wie aus dem stratigraphischen Abschnitt hervorging, nicht erbringen. Nach der auffallend raschen Mächtigkeitsabnahme von 1200 m in der Val da Mottana auf nur 260 m am Mot zu schliessen, wird hier vermutlich der Schieferkomplex durch die ältern Schichtglieder der Tasna-Decke schräg abgeschnitten.

Bei Chè d' Mutt (oberhalb Ravaisch) zeigt sich eine tektonische Komplikation grösseren Stils. Es wird hier ein 300 m starkes Band von oberpenninischen Schiefen durch ein rauhwackeführendes Gipslager abgetrennt (Fig. 4). Weiter nordöstlich davon scheint sich eine mehrfache Verschuppung einzustellen.

Auf Fuorcla Chamins unterlagert eine dünne Lamelle aus grauen Kalkschiefern, grünen und roten Quarziten sowie radiolarienführenden Kalkbreccien die ober-

penninischen Schiefer. Wie genaue lithologische Vergleiche ergaben, handelt es sich dabei nicht um die fragmentäre Basis des Oberpenninikums (J. CADISCH, 1950) sondern um Gesteine der Stammer-Decke. Wo diese Einschaltungen fehlen, ruhen die oberpenninischen Sedimente direkt dem Flysch der unterostalpinen Basalschuppe auf. Der Kontakt mit den rudimentären Schichtgliedern der Stammer-Decke ist nicht als eine durch tektonische Einflüsse verwischte, primäre transgressive Auflagerungsfläche aufzufassen.

Die Grenzfläche zwischen den hochpenninischen Bündnerschiefern und der Tasna-Decke ist im Westen unseres Arbeitsgebietes komplizierter gestaltet. Auf ihre wenig ausgeprägte Wellung und auf die Verschuppung der beiden tektonischen Elemente (vgl. p. 385 und Taf. IV) sei hier nur hingewiesen.

Unsere Untersuchungen führten uns dazu, die von W. MEDWENITSCH (1953) benützte Gliederung des Hochpenninikums in «graue, helle und bunte Bündnerschiefer» abzulehnen. Nach unserer Auffassung gehören die bunten Schiefer in die Liegenden der Tasna-Decke, resp. «Prutzer-Serie» als überfahrene Flyschanteile der unterostalpinen Decke an. Diese Interpretation stützt sich auf die Kartierungsbefunde im Gebiet der Piz Tasna-Piz Lavèr-Piz Davo Lais-Gruppe (siehe p. 38 und Taf. III).

Das interessante Vorkommen von diploporenführendem Kalk und Dolomit am Beutelkopf, 1784 m, bei Serfaus (W. HAMMER, 1914; W. MEDWENITSCH, 1954) an der Basis der «bunten Bündnerschiefer» kann durch submarine Rutschung in den Schichtverband gelangt oder tektonisch eingeschoben sein. Wir geben der letzteren Deutung den Vorzug und legen die Basis der unterostalpinen Decke an die Störungslinie, die durch diese Scholle angezeigt wird.

Zum tektonischen Diagramm (Fig. 1b)

Bemerkenswert ist die geringe Streuung der Pole eingemessener Schichtflächen (Str. N 52° E, F. 37° NW). Bedeutendere Abweichungen von diesem generellen Streichen und Fallen kommen nirgends zum Ausdruck, obschon sich die Messpunkte über das Gebiet von Samnaun bis in die Val Lavèr verteilen. In spitzen Winkel zum Schichtstreichen verläuft die Haupttrichtung der Achsen von Kleinfalten (Str. N 87° E, F. 19° W), d. h. also nicht konform der Achse der grossen Schieferaufwölbung. Ein zweites Faltensystem lässt sich vorläufig aus dem Diagramm nicht herauslesen. Einzelne Achsen streichen SE NW, andere N-S oder sogar NE-SW. Die Zahl der Messungen sollte deshalb noch erhöht werden, was in dem an Falten armen Gebiet jedoch mehrere Tagesexkursionen beanspruchern dürfte. Totgefaltete, bolzenförmige Faltenzylinder wurden ebenfalls eingemessen und für die Auswertung herangezogen.

Klüfte und Brüche geringer Verstellung bevorzugen die N-S-Richtung mit fa-
saigerem Fallen (durchschnittliches Str. N 175° E, F. 80-85° E. Ein zweites
schwächeres System konnte schärfer erfasst werden: Str. N 108° E, F. 85° bald
NNE, bald SSW.

Durch das allgemeine Einfallen der Schichten gegen NW stechen die Schichtköpfe gegen SE in die Luft hinaus und bedingen dadurch die steilen SE-Abstürze des Piz Ot, der Crappa Grischa (Siegfried-Karte), die jähren S- und E-Flanken des

Piz Roz, Piz Vadret, Piz Chamins usw., während die NW-Hänge dieser Schieferberge geringere Steilheit aufweisen. Bei der stereoskopischen Betrachtung senkrechter Luftbilder (Photoatlas der Eidgenössischen Landestopographie, Bern) ist die Abhängigkeit von Kleintektonik und Morphologie sofort erkennbar.

Unterostalpin

Stratigraphisch nehmen die unterostalpinen Decken eine vermittelnde Stellung zwischen den orogenen, penninischen Geosynklinaltrögen und dem oberostalpin-mediterranem Faziesgebiet ein. J. CADISCH (1950) betrachtet die Tasna-Decke als alleinigen Vertreter des Unterostalpins im Unterengadiner Fenster. Im Laufe der Untersuchung kamen wir zu einer tektonischen Zweiteilung des Unterostalpins, nämlich in eine

- I. Unterostalpine Basalschuppe und
- II. eine eigentliche Tasna-Decke.

I. Unterostalpine Basalschuppe

Zwischen den basalen Bündnerschiefern im Liegenden und der Stammer-Decke im Hangenden schiebt sich in unserem Untersuchungsgebiet eine zur Hauptsache aus vermutlich unterostalpinen Flyschschiefern und tektonisch verschleppten Gliedern der Tasna-Decke zusammengesetzte Schuppe ein.

Schubspäne im Hangenden der Schuppe sind der Stammer-Decke zuzuordnen und werden später (p. 435 und 437) eingehend behandelt. In die Flyschschiefer eingeschlossene Ophiolithe werden gemeinsam mit den Ophiolithen der Tasna-Decke besprochen.

A. AUFTRETEN UND GEOLOGISCHE LAGERUNG (TEKTONIK)

Ob die Auflagerung auf den basalen Bündnerschiefern des penninischen Fensterhangers eine tektonische ist, konnte im Felde nicht ermittelt werden, muss aber angenommen werden. Eine auffallende Anhäufung von tektonisch eingeschleppten Schüfflingen und ophiolithischem Material an der Basis der Schuppe wurde nicht beobachtet. Immerhin sind hier zahlreiche Linsen von Fremdmaterial festgestellt worden. Die maximale Mächtigkeit dieser intensiv verfalteten und möglicherweise verschuppten Gesteine wird an der Basis der Stammerspitz-Klippe (90 m) erreicht. Auf den Querprofilen durch die Stammerspitz (Taf. VII) kann eine Zunahme der Mächtigkeit gegen E erkannt werden. Die Flyschzone unterlagert als kissenförmiges Polster diese Klippe, bildet im Gebiet der Fuorcla Chamins eine flache Antiklinale und sinkt in der Val Chamins bei abnehmender Schichtdicke ins Samnauntal ab, wo sie auf höchstens 30–40 m reduziert den Schergenbach quert und links vom Bach an einer einzigen Stelle aufgefunden werden konnte. Oberhalb Ravaisch (Samnauntal) zieht sie ca. 80 m mächtig (Fig. 4) im waldigen Gelände durch.

Auch südwestlich der Fuorcla Chamins wurde dieser Flyschzone bei ungefähr gleichbleibender Dicke bis in die hinter Val Lavèr (letzte Fundstelle südwestlich Jot, im Bacheinschnitt bei 2480 m) nachgegangen. Die flache Terrainmulde auf

Spi da la Muranza (P. 2564) wird durch die leichte Verwitterbarkeit dieser weiche Schiefer verursacht.

Verwerfungen und andere Störungen wurden nirgends wahrgenommen, sind aber wahrscheinlich vorhanden. Leichte Diskordanzen innerhalb der Schiefer können beobachtet werden, sind aber infolge Fehlens von Bezugsmarken in ihrer Bedeutung weder abzuschätzen noch zu messen. Im Liegenden der Stammer-Decke machen sich unmittelbar an der Überschiebungsfläche einige Erscheinungen der Dislokationsmetamorphose bemerkbar, die nicht übergangen werden sollen. Während die Schiefer eine intensive Verfallteling, die bis zur völligen Zerknitterung gehen kann, erlitten, wurden sandige Partien in griffelförmige Stengel zerlegt (lineation). Diese Erscheinung ist z. B. auf der Westseite der Stammerspitze über ein grosses Areal verbreitet, die eingemessenen Griffelachsen erlaubten wertvolle Schlüsse auf die Bewegungsrichtungen der überschobenen Gesteinsmassen (Stammer-Decke) zu ziehen. Auswalzung von Breccienkomponenten (Längung) ergab ebenfalls Indizien über die Richtung von Massenverschiebungen.

Mittels statistischer Erfassung von Kleinfaltenachsen und Klüften wurde versucht wesentliche Unterschiede in der Anlage dieser kleintektonischen Strukturelemente zwischen den basalen Bündnerschiefern und der von uns postulierte Schuppe aufzudecken. Es liessen sich aus dem Diagramm (Fig. 1c) keine Maxima der Faltenachsen-Richtungen herauslesen. Immerhin sind die Projektionspunkte (79 Messungen) auf einen Gürtel, der von NE nach SE bis SW reicht, beschränkt. Da die Flyschschuppe eine dünne Lamelle darstellt, sind möglicherweise die transportierten Kleinfalten durch spätere Ereignisse aus ihrer ursprünglichen Lage geraten. Der kleine Nebensattel nördlich der Stammerspitz-Klippe kommt auf dem Diagramm gut zum Ausdruck (Str. N 50° E). Hingegen ist die völlige Übereinstimmung in den Kluftsystem-Richtungen bei den basalen Bündnerschiefern und unserer Schuppe sehr bemerkenswert. Auch die der Roz-Schiefer (Fig. 1b) gelangen schon bei einer minimalen Drehung im Uhrzeigersinne mit den vorigen zur Deckung.

Aus diesen Untersuchungen geht die Deckenrepetition im Unterengadiner Fenster nicht hervor.

B. GESTEINSINHALT (Stratigraphie)

Die Hauptmasse nehmen dünnsschichtige Kalk-Tonschiefer ein, die sich von jenen des Tasna-Flysch nicht unterscheiden und die neben wahrscheinlich primär eingelagerten, spilitischen Diabasen auch grobklastische Einstreuungen enthalten. Wildflyschartige Gesteinskomplexe fehlen nicht.

1. Unterostalpiner Flysch

Der Einfachheit halber werden die auftretenden Gesteinstypen gesondert behandelt, obwohl sie zum Teil in primärer Wechsellagerung auftreten.

a) Halbphyllitische, quarzitisches Kalk- und Tonschiefer

Es sind hervorragend gut geschichtete, papierdünne bis einige cm (im Mittel 1 cm) dicke, kalkige, limonitführende Quarzitschiefer in Wechsellagerung mit

blaugrauen, im Durchschnitt 1–5 mm dicken Tonschieferlagen. Sehr gut gibt Fig. 10 den äusseren Aspekt dieser von W. PAULCKE als «ruppige Schiefer» bezeichneten Gesteine wieder. Sie sind infolge ihrer inneren Beweglichkeit ausserordentlich intensiv (mehrfach) zu Spitzenfalten mit geraden Schenkeln und scharfen Umbiegungen) verfaltet worden und sehr mühsam zu begehen.

DÜNNSCHLIFF eines feinkörnigen, schwach kalkigen, limonitführenden Quarzitschiefers. Fundort: Stammerspitz S-Seite, 2770 m.

Massenhaft eingestreute, limonitisierte Dolomithomboeder von 0,5–0,2 mm, die wie Übergänge zeigen, aus winzigen Dolomitfragmenten hervorgegangen sind, bedingen die rostbraune Farbe des Gesteins. Sie schwimmen in einer feinkörnigen (10–20 Mikron), quarzitären Grundmasse, die akzessorisch neben neugesprossenen Feldspäten einschliessreiche, allothigene Plagioklasse, Muskowit, Serizit, Turmalin, Zirkon und graphitische Schmitzen führt. Der relativ hohe Feldspatgehalt ist auf detritische Einschwemmung zurückzuführen. Der kalkige Anteil liegt in Form zerlappter, amöbenartiger Kalzitkörner vor und ist völlig rekristallisiert. Er wurde u.d.M. durch Färbung mit Kampscheholz-Farblösung identifiziert.

Als Ausgangsmaterial des vorliegenden Gesteins kommt ein kalkig-quarzitischer Dolomit-Sandstein in Betracht.

Unterscheidung von Calcit und Dolomit in Gesteinsschliffen

Bei der Untersuchung von Sandsteinen, feinen Breccien usw. war es manchmal wünschenswert die beiden Karbonate auch im Dünnschliff diagnostizieren zu können. Bekanntlich lässt sich dies im Dünnschliff optisch nur in Ausnahmefällen durchführen. Körnerpräparate kommen, da dabei die Verbandsverhältnisse verloren gehen, nicht in Frage. Für unsere Arbeiten wurde deshalb zu der von J. LEMBERG (1888) vorgeschlagenen und von E. HOEGERG (1950) verbesserten Färbemethode mit Kampscheholz-Extrakt (logwood reagent) gegriffen, die gute Resultate lieferte. Neben einer sehr kurzen Einwirkungsdauer von 10–30 sec gibt diese Methode eine genügend intensive Blauviolett-Färbung um im Schliffbild eindeutig erkannt zu werden. Nur Calcit wird angefärbt, während Dolomit, Magnesit u.a. gesteinsbildend wichtige Karbonate farblos bleiben. Die von HOEGERG angeführten synthetischen Farblösungen und von TH. HÜGI (1945) erwähnten Farbverfahren eignen sich aus verschiedenen Gründen (zu blasser Farbtöne, Kochen der Proben usw.) nicht für Dünnschliffuntersuchungen.

Um beim Einbetten des Schliffes in Kanadabalsam das lästige Scholligwerden der Farbschicht zu vermeiden, wurde folgender Kunstgriff angewendet: Nach dem Färben des ungedeckten Schliffes – zu Vergleichszwecken empfiehlt es sich nur die eine Hälfte zu färben – wird die überschüssige Farblösung weggewaschen und das anhaftende Wasser durch Filtrierpapier entfernt. Auf die noch feuchte Schlifffläche werden 1–2 Tropfen eines Alkohol-Anisöl-Gemisches (einige Tropfen Anisöl auf 10 ml 94% Alkohol) gegeben. In kurzer Zeit ist der Alkohol verdunstet, und der Schliff mit dem durch einen feinen Ölfilm geschützten Farblack kann gedeckt werden.

Verschiedentlich sind in den oberen Horizonten des Flyschkomplexes lichtgrüne, seifig sich anfühlende und chloritführende Serizitquarzitschiefer bis Chloritphyllite eingelagert.

Dünnschliff: Serizitschüppchen durchsetzen das stark verfingernde Quarzgemengsel von durchschnittlich 0,15 mm grossen Körnern. Chloritkörner sind häufig, Feldspäte dann und wann zu beobachten. Die gelblichweisse, bei auffallendem Licht intensiv leuchtende Substanz ist ein titanhaltiges, leukoxenartiges Mineral.

Ein 2 × 8 m grosser Einschluss von grünem, serizitischem Tonschiefer liegt am Südosthang des Mt, 2510 m (hintere Val Lavèr) an der Basis der Flyschschiefer eingeschaltet.

Mit Ausnahme fucoidartiger Gebilde auf den Schichtflächen der Schiefer auf der Westseite der Stammerspitze fehlen jedwelle Lebensspuren.

b) Breccien und Sandsteine

Mengenmässig sind diese monomikten, seltener polymikten, psephitischen und psammitischen Bildungen von ganz untergeordneter Bedeutung. Auf 100 m Schiefer kommen einige wenige m Breccien und Sandsteine. Um den ganzen Flyschkomplex altersmässig fixieren zu können, wurden alle Aufschlüsse einer genauen makroskopischen und mikroskopischen Prüfung unterzogen.

Geologisches Vorkommen. Auf eine Eintragung in die Karte wurde verzichtet, da es sich vorwiegend um kleine Linsen und rasch absetzende, geringmächtige (maximal 1–5 m dicke) Gesteinsbänke handelt. Eine länger aushaltende, etwa 100 m sich erstreckende Breccienbank konnte auf der Südseite der Stammerspitze beobachtet werden. Die Auflösung zu linsenförmigen Körpern in dem extrem plastischen Schiefermaterial kann im Feld in allen Einzelheiten studiert werden. Es scheinen die sandigen und brecciösen Gesteine den oberen Teilen des Flysch anzugehören, sie sind aber keinesfalls niveaubeständig, finden sich doch in den basalen Schieferpartien gelegentlich geringe Einlagerungen von Grobklastika.

Gesteinsbeschreibung. Makroskopisch handelt es sich bei den Psammiten um bunt anwitternde, quarzitische Quarzsandsteine (Nomenklatur nach P. NIGGLI, 1952), quarzreiche kalkig-quarzitische Dolomit-Quarzsandsteine, quarzitisch-kalkige Quarz-Dolomitsandsteine bis seltener kalkige Kalk-Dolomitsandsteine mit recht variablen Korngrössen. Die psephitischen Gesteine sind als bunte, oft ockerig und rotbraun anwitternde, feine bis grobe (max. Durchmesser der Komponenten 40 cm), kalkig-quarzitische Quarz-Dolomithbreccien bis reine graue, kalkige Dolomithbreccien zu bezeichnen. Gelegentlich stellen sich zwischen den sandigen Lagentone oder kohlige und oft etwas eisenschüssige Schmitzen ein.

Dünnschliffuntersuchungen von Grundmasse und Komponenten:

Als Grundmasse fungiert in den untersuchten Gesteinsproben ein feinkörniges, mehr oder weniger kalkiges Quarzpflaster, leider organismenfrei.

Komponenten:

Die Untersuchung zahlreicher Dünnschliffe ergab, dass der Grobdetritus ziemlich eintönig zusammengesetzt ist. An erster Stelle stehen dolomitische und kalkig-dolomitische Fragmente von wechselnder Korngrösse und verschiedenfarbig anwitternd (in allen Grautönen, gelblich-bräunlich, orange usw.). Umrisse vorwiegend eckig. Farblose und milchigweisse Quarze sind häufig, überwiegen lokal die Dolomite und liegen im allgemeinen als gut gerundete Gerölchen bis 1 cm Grösse vor. Kalke sind selten. Ein pseudoolithisches Kalkfragment hat grosse Ähnlichkeit mit rhätischen Gesteinen der Stammer-Serie. Als Raritäten treten auf:

Grünlicher, richtungslos massiger, grobkörniger Granit. Nach den Beschreibungen von F. SPAHNHAUER (1941) entspricht die Gesteinsprobe einem Tasna-Granit (unterostalpiner Granit von Err-Bernina-Typus). Mikroskopischer Befund: Zerbrochener, undulös und gefeldert auslöschender Quarz in grossen Individuen stecken in fein zerriebenem, mit Serizit und Chlorit durchsetztem Quarz- und ?Albitpflaster (Mörtelquarz). Etwas Erz. Kataklastischer Biotit ist durch ein einzelnes Korn vertreten. Sekundärer Kalzit füllt die Risse in den Mineralkörnern aus.

Blaugrünlcher, plagioklasführender, kalkig-quarzitischer Quarzsandstein. Dünnschliffbild: Völlig eckige Quarz- und untergeordnet Plagioklaskörner von 0,1–0,4 mm schwimmen in sehr feinkörnigem, chloritisch-serizitischem Plagioklas-Quarzgemengsel. Das helle, stark lichtbrechende Mineral ist Titanit.

Kalkige Komponenten mit ?*Trocholina* u. a. unbestimmbaren Foraminiferenresten.

Onkoidisch-pseudoolithisch struierte Kalkkomponenten mit *Spirillina liassica* (JONES) in

inem etwas schiefen Achsialschnitt. Das 0,4–0,6 mm grosse Schälchen weist verdickte innere Umgänge auf und ist von den auf p. 416 beschriebenen Formen nicht zu unterscheiden.

Komponenten mit nicht isolierbaren Ostracodenschälchen.

Als einen etwas abweichenden Gesteinstyp nennen wir einen rötlichen, plagio-klasführenden, kalkig-quarzitischen Dolomit-Quarz-Sandstein, der am Nord-abbang der Val Bolchêras (linkes Seitental der hinteren Val Sinestra) im Flysch eingelagert ist:

Dünnschliff. Die Dolomit-Komponenten, die 0,2–0,4 mm im Durchschnitt nicht überschreiten, sind durch schwache Metamorphose in dolomitische Rhomboeder (z.T. mit klarem Kern und dicker, limonitischer Umkrustung, z.T. völlig limonitisiert) sukzessive übergeführt worden. Serizitisch-chloritische Züge durchdringen das Gestein und bedingen dessen lagige Textur.

Alter der klastischen Gesteine

In diesem aus feinkörnigem Quarzzement verkitteten Quarz-Dolomit-Detritus sind die Erhaltungsbedingungen für Organismenreste denkbar ungünstig. Schlecht erhaltene Foraminiferen (fragliche Spirillinen) in Kalkkomponenten lassen einzig den Schluss zu, dass es sich um postliasische Sedimente handelt. Im Lieferungsgebiet waren vorwiegend dolomitische und quarzreiche Gesteine (Kristallinschwelle, Buntsandstein, dolomitische mittlere und obere Trias) der Erosion zugänglich.

c) Einsedimentierte Schollen im Flysch (Wildflysch)

Wenn sich die Einschlüsse vertikal verteilen, also nicht mehr streng an die Überschiebungsflächen gebunden sind, wird sedimentäre Einlagerung wahrscheinlich. Als wildflyschartige Blockeinstreuungen wurden beobachtet:

Milchweisse, reine Quarzite (?Buntsandstein, ?Ladiser-Quarzit). Einige Linsen von max. 1 m Dicke auf der NW-Seite der Stammer Spitze.

Grobspätige, massige, hellfarbene Kalke. Ebenfalls auf der NW-Seite der Stammer Spitze. Das Gestein erinnert an Steinsberger Lias.

Tristelschichten? Als isolierte, ca. 30×100 m grosse Scholle steht oberhalb Laret-Plan (Samnaun) ein hellgrau verwitternder, grauer, ziemlich dicker Kalk in massigen Bänken an. Fossilien fehlen. Am Stammer selbst ist dieses Gestein nicht vorhanden.

Nordöstlich Piz Valpiglia, etwas südwestlich des alten Signals sind einige nur wenige m grosse, linsenförmige Schollen von mergeligen Kalken, kalkigen Dolomitsandsteinen bis Feinbreccien an der Basis der hochpenninischen Rozschiefer als Deckenscheider eingeklemmt. Der gute Erhaltungszustand dieser feinklastischen Gesteine veranlasste uns einige Dünnschliffe anzufertigen.

Dünnschliffuntersuchung einer kalkigen Dolomitfeinbreccie bis groben kalkigen Dolomitsandsteins, braun und mit rauher Oberfläche anwitternd: Scharfkantige Splitter aus hellem bis grauem Dolomit (auch kantengerundete Komponenten sind eingestreut) und seltener Glimmer- und Chloritquarzite in kalkigem, einzelne detritische Quarz- und zersetzte Plagioklaskörner enthaltend, rekristallisiertem Kalkzement. Viel Pyritkristalle, von Hämatit umrundet. Keine organische Strukturen.

Ein mergeliger, ziemlich dichter, massiger Kalk, der in einen blaugrauen, feinkörnigen Kalksandstein übergehen kann, gab interessantere Resultate. Dünnschliff: Neben umkristallisierten Spongiennadeln wurde ?Globotruncana sp., ?Lingulina und andere nicht näher bestimmbare Foraminiferenreste festgestellt.

Ein kleiner, phakoidartig gerollter Einschluss von feinkörnigem, schwach quarzhaltigem kalkigem Kalksandstein liegt direkt an der Überschiebungsfläche auf der SW-Seite der Stammer Spitze in 2795 m Höhe. Im Dünnschliff zeigen sich 0,1 mm grosse, vollkommen gerundete Kalkkörner. Organismen fehlen völlig.

2. Tektonisch eingeschobene Massen

Bei der Kristallinlamelle und den Dolomiteinschlüssen kann eine tektonische Herkunft nicht mit Sicherheit belegt werden. Ihre geologische Stellung unmittelbar an der Basis der Stammer-Decke – übrigens auch die ophiolithischen Einlagerungen – sind z. B. in der hinteren Val Chamins an diese Bewegungsfläche gebunden – spricht aber dafür.

a) Kristallin (Tasna-Granit)

Nordwestlich Laret (Sammaun) ist auf 2235 m [824,30,206,05] eine grössere Kristallinscholle (ca. 20 · 80 m) unter der Rasendecke verborgen, von der nur einzelne Teile zutage treten. Auf die genaue Abgrenzung wurde, da eine Karte in grösserem Maßstab nicht zur Verfügung stand, verzichtet. Grüne, makroskopisch dichte Gesteine am Rand der Scholle erwiesen sich u.d.M. als Albitchloritpsilite.

Handstück Nr. 1628 a und b:

Grünliches Gestein von etwas schiefriger Textur und mittlerem bis feinem Korn.

Dünnschliff 1628 a:

Hauptgemengteile: Quarz, saurer Plagioklas

Nebengemengteile: Chlorit, Serizit

Akzessorisch: Winzige Körner von ?Epidot-Zoisit und limonitisiertem Pyrit.

Der Quarz löscht undulos aus und ist stellenweise zerbrochen, der Plagioklas ist stark serizitisiert.

Handstück Nr. 1628 d und e: Feinkörnige, pistaziengrüne Gesteine, schiefrig-lagig texturiert.

Dünnschliff Nr. 1628 d:

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, neu gebildeter Albit

Nebengemengteile: Chlorit, Muskowit

ÜG: Klinozoisit.

Muskowit und Chlorit sind oft gegenseitig verwachsen. Die spärlichen, polysynthetischen Plagioklaszwillinge sind von einem feinen Serizitgewebe durchsetzt, während im Kern des Minerals Ansammlungen von kleinen Stengelchen und Körnchen eines stark lichtbrechenden Minerals auftreten. Einen hohen Prozentsatz der Schlißfläche nehmen kataklastische, grössere Quarzindividuen ein, zwischen denen breite Züge eines feinkörnigen Gemengsels von Albit, Klinozoisit und Serizit durchgehen. Diese Züge stellen nichts anderes als serizitisierte und saussuritisierte Plagioklase dar. Dazwischen liegen ausgefrante Muskowit-Schuppen und Flatschen von Chlorit.

Dünnschliff Nr. 1628 e:

Sehr feinkörniges Aggregat von Quarz und ?Albit (für Bestimmung im Konoskop zu feinkörnig), Epidot (Pistazit) in grösseren Individuen und erheblicher Menge, Chloritfetzen und Züge eines stark lichtbrechenden, feinkörnigen Mineralaggregates (?Titanmineral).

ZUSAMMENFASSUNG

Es liegt ein verwalztes, granitisches Gestein vor, dessen Mineralbestand epimetamorph umgewandelt wurde: Je nach Örtlichkeit Zertrümmerung der Quarze (undulöse Auslöschung, Mörtelstruktur) und Serizitisierung und Saussuritisierung der Feldspäte und Chloritisierung, ev. Epidotisierung der melanokraten Gemengteile (Biotite).

Vergleiche mit dem Kristallin der Plattamala, von Sent und Crusch usw., d. h. mit unterostalpinen Granittypen (O. ZUEST, 1905 und U. GRUBENMANN, 1909) zeigen Übereinstimmung.

b) Gips

Ein vertikal 50 m aufgeschlossenes Gipslager ist bei Chè d'Mutt oberhalb Ravaisch (Samnauntal) in die oberpenninischen Bündnerschiefer eingespiesst (Fig. 4) und bedingt durch die leichte Verwitterbarkeit eine Einmuldung in den sonst morphologisch monoton gestalteten Schieferhängen des linksseitigen Samnauntales. Zahlreiche Dolinen geben auch da, wo der Gipsstock oberflächlich nicht aufgeschlossen ist, dessen Verlauf im Untergrund an. Auf Blatt Nauders (5245) der Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, 1923 wurde dieses Gipsvorkommen von W. HAMMER verzeichnet.

Der Gips ist von weisser Farbe, gewöhnlich mittelgrobkristallin, von massiger Textur und durch erbsen- bis nussgrosse, eckige Bruchstücke aus grauem Dolomit zerunreinigt, die sich zu grösseren Nestern ansammeln können. Zweifellos handelt es sich um zerborstene Dolomitschichten, die in Nachbarschaft eines Gipsstockes gelegen, als Schollen in das plastische Medium hineingeraten sind. Ein Lösungsumsatz mit nachheriger Wanderung über weite Strecken in gelöster Form, wie einige Autoren annahmen, kommt hier nicht in Frage. Auf dem Grund der Gipstrichter finden sich gelegentlich braun verwitternde Rauhwarestücke. Ein schwacher Schwefelwasserstoffgeruch wurde festgestellt.

Eine sichere stratigraphische und tektonische Zuordnung des Gipses ist infolge der ausserordentlichen Labilität dieser salinaren Bildung nicht möglich, das Auftreten von Rauhware und Dolomiten spricht für triasisches Alter. Wir setzen ihn stratigraphisch, ohne dass eine direkte Verbindung besteht, den ebenfalls im Flysch auftretenden Gipsmassen von Zebblas gleich.

c) Rauhware

In Form von grösseren und kleinern Linsen und ausgequetschten Zügen begleiten die Rauhware als Deckenscheider die Basis der Stammer-Decke. An folgenden Punkten wurden sie festgestellt:

1. Beim SW-Erker der Stammerspitze auf 2830 m als schmaler, ca. 30 m langer Zug von einigen cm bis auf 1,5 m Dicke anschwellend; am Nordgrat desselben Berges, dort wo er flacher wird, ca. 2900 m; eine 6 × 45 m grosse Dolomitlinse, von Firnschnee umgeben, wurde auf 2810 m Höhe in der flachen Wanne nordöstlich des Stammerspitz-Gipfels entdeckt. Im Dolomit finden sich sporadisch und in untergeordneten Mengen Rauhware, die gespickt voll von grünen Tonschieferstückchen und rötlich verwitternden, kalkigen Quarziten sind. Eckige Hohlräume, z.T. von losem, grauem Kalzitpulver erfüllt, sind als zersetzte Dolomite zu deuten. Die Rauhware wird hier, allerdings in einem andern Sinne mancher Autoren, zur Grundmasse einer tektonischen Breccie; an verschiedenen anderen Stellen, alle an der Basis der Stammer-Klippe. Die Aufschlüsse konnten ihrer geringen Ausdehnung wegen nicht immer auf der Karte vermerkt werden.

2. An der tiefsten Stelle auf Fuorcla Chamins und in der Fortsetzung gegen NE in der hinteren, linken Talseite der Val Chamins.

3. Bei Chè d'Mutt oberhalb Ravaisch als lose Brocken auf dem Grund der Gipsdolinen.

Es muss zwischen sedimentären Rauhware und rauh und zellig anwitternden Kalk-Dolomitmyloniten unterschieden werden. Rauhware-ähnliche Kalk- und Dolomitbreccien tektonischer Entstehung sind hier ohne weiteres zu erwarten und wurden auch gefunden, so auf dem Felsvorsprung in 2790 m Höhe, ca. 280 m nordöstlich Fuorcla Chamins in enger Nachbarschaft von echten Rauhware. Eindeutige Kriterien, die echte, d. h. sedimentäre Rauhware von sog. tektoni-

schen zu unterscheiden gestatten, sind in der Literatur bis heute nicht bekannt geworden. Einige wertvolle Hinweise gab E. GENGE jun. (1952). Eine Rauhwaacke von Fuorcla Chamins (2818 m) wurde auf Sulfat geprüft (qualitative Prüfung mit Bariumchlorid schwach positiv. Die Hepar-Reaktion ergab ebenfalls einen schwachen Schwefelgehalt). Beim Zermörsern der Gesteinsprobe trat ein deutlich wahrnehmbarer Schwefelwasserstoff-Geruch auf, Bleiacetatpapier $[\text{Pb}(\text{CH}_3 \cdot \text{COO})_2]$ blieb hingegen farblos. Es handelt sich um ein schmutzig gelbbraun anwitterndes, weiches, trotz Gleitmittel-Funktion richtungslos massiges Gestein mit grauen und eckigen Komponenten eines ziemlich zusammenhanglosen, wenig kohärenten Dolomitsandes (loses Haufwerk kleiner Dolomitkriställchen neben etwas Quarzkörnern). Zur bessern Erkennung des Gefüges wurde ein Gesteinsschliff mit Kampescheholz-Färbextrakt angeätzt, wobei sich die kalzitischen Scheidewände dunkelblau färbten. Zusammenfassung: Es liegt in diesem Fall eine sedimentäre, tektonisch verschleppte Rauhwaacke vor.

Auf Spi della Fuorcla (Siegfried-Karte) in ca. 2130 m fand sich in Nachbarschaft von Spilitschiefer ein helles, schwach rosa gefärbtes, kalkiges Gestein von sandigem Anfühlen, das schon unter leichtem Fingerdruck zerbröckelte. Die Prüfung auf Gips verlief negativ, so dass es sich um einen mylonitisierten Kalktekonit handeln dürfte.

d) Dolomite

Neben der schon erwähnten grossen Dolomitscholle an der NE-Flanke des Stammergipfels sind zahlreiche andere kleinere Dolomitlinsen an der Basis der Stammerüberschiebung eingeklemmt (vgl. Fig. 5 und Taf. VIII). Weitere Fundstellen: Val da Mottana bei 2280 m, nahe der Basis der Schuppe.

Die grauen, völlig zerbrochenen und durch sekundären Kalzit, Dolomit und Quarz wieder verkitteten, schwach kalkigen Dolomite haben in der Stammer-Serie kein Analogon, so dass sie wohl unterostalpinen Herkunft sind.

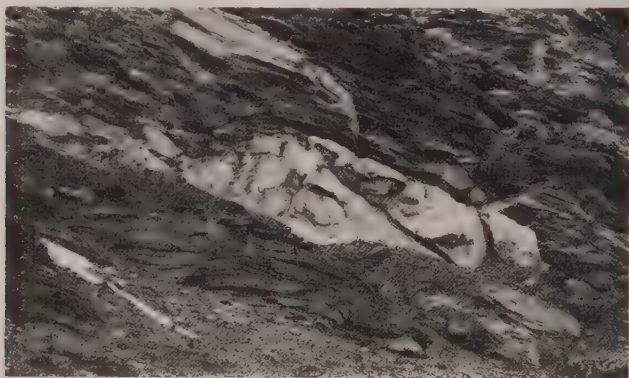


Fig. 5. 3—4 m anger Dolomitschürfling, eingeklemmt zwischen Kalken und Kalkschiefern des Malm der Stammer-Decke und Flyschschiefern der unterostalpinen Basalschuppe, Nordostabfall des Stammerspitz-Gipfels.

Dünnschliff einer Gesteinsprobe von der Westseite des Stammerspitz-Gipfels (2830 m):

In der trüben, durch organisches Pigment verunreinigten, von der Rekristallisation nicht betroffenen, dolomitischen Grundmasse, sind massenhaft auftretende Organismenreste erkennbar, bei denen es sich wahrscheinlich um Foraminiferenschälchen handelt.

3. Ophiolithe

Es sei hier lediglich auf die enge Verwandtschaft mit den gleichfalls im Flysch der Tasna-Decke auftretenden Ophiolithe hingewiesen. Vgl. p. 443.

ZUSAMMENFASSUNG

DER STRATIGRAPHISCHEN UND TEKTONISCHEN ERGEBNISSE

Wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, ist nach unserer Auffassung der eben behandelte Flyschkomplex nicht dem penninischen, sondern dem unterostalpinen Ablagerungsraum zuzuordnen. Fazielle Übereinstimmung mit der Tasna-Serie und tektonische Überlegungen sprechen dafür.

Von Prof. L. KOBER, Wien, angeregt, erwägt neuerdings W. MEDWENITSCH (1954) die Möglichkeit eines vom Helvetikum bis zum Penninikum reichenden, einheitlichen Flyschmeeres, dessen Absätze erst durch jüngere Bewegungen den heutigen tektonischen Einheiten zugeteilt worden wären. Aus den Untersuchungen von P. NÄNNY (1948), RR. ALLEMANN und R. BLASER (1951) ging hingegen die Existenz einer Schwelle zwischen Prätigauflysch und den penninischen, bzw. ultrahelvetischen Flyschkomplexen des Fürstentums Liechtenstein (Vorarlberger, Vaduzer und Triesner Flysch) hervor. Nördlich des Vorarlberger Flyschtroges war ebenfalls eine Schwellenzone wirksam (siehe Abwicklungsschema von R. BLASER, 1952).

Auch von uns wurde anfänglich der besprochene Flyschkomplex dem basalen Bündnerschiefer als Hangendstes und Jüngstes beigeordnet. Diese Interpretation wurde von uns aber später zugunsten des tektonischen Erklärungsversuches aufgegeben.

II. Tasna-Decke

A. STRATIGRAPHIE

Einleitung

Unsere Untersuchungen der unterostalpinen Rahmenzone basieren auf den jahrzehntelangen Bemühungen von J. CADISCH (1921, 1926, 1932, 1941) diese der Falknis-Sulzfluh-Decke, resp. in den ältern Horizonten der Aroser Schuppenzone entsprechende Gesteinsserie im Gebiet von Ardez zu entziffern. Nur schrittweise gelang es diesem Autor trotz komplizierter, oft nicht zu enträtselnder Lagerungsweise der Schichtkomplexe eine detailliert gegliederte «Ardezer Schichtreihe» aufzustellen.

Feinstratigraphische Arbeiten konnten in den Kreidebildungen (Neocom bis oberkretazische Mergelkalke) aus Zeitmangel nicht mehr durchgeführt werden, obwohl sich das kartierte Gebirgsstück allem Anschein nach dazu gut eignen würde. Künftigen Forschungen werden hier wohl ergänzende Funde gelingen.

1. Kristallin

Am Ostabfall des Piz Tasna (3179,3) sind zwischen Serpentin und den von uns ins Neocom gestellten Tonschiefern einige Linsen eines grob- bis mittelkörnigen, hellgrünlichen Gesteins von gneisigem Habitus eingeschaltet [815, 1–2/193, 8–9].

Dünnschliff

U.d.M. erkennt man folgenden Mineralbestand: Quarz, Plagioklas als Hauptgemengteile; als Nebengemengteil Chlorit; daneben etwas chloritisierte, ausgebleichte Biotite und Kalzit; akzessorisch Körner von Zirkon, Titanit; Erz.

Die Quarzkörner haben Trümmerstruktur (gefelderte, undulös auslöschende, anomal zweiachsig Quarze); ebenso zertrümmert sind die serizitisierten Plagioklase (mit gebogenen Zwillinglamellen usw.). Zwischen den grosseren Quarz- und Feldspatporphyroklasten ist ein feinkörniges Zerreibsel aus Quarz, Feldspat (?Albit) und Serizit vorhanden, das dem Gestein seine flaserige Textur verleiht. Auf Verschiebungsf lächen ist sekundär Kalzit infiltriert.

Werden die gesammelten Gesteinsproben mit dem von F. SPAEHNHAUER (J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAEHNHAUER, 1941) beschriebenen Kristallin der Tasna-Decke verglichen, so ergibt sich, dass hier verwalzter Tasna-Granit vorliegt. Die linsigen Körper sind stellenweise aus richtungslos massigem Gestein von mittlerer Korngrösse zusammengesetzt, häufiger und insbesondere randlich schiefrig-gneisig texturiert.

Ausserhalb des kartierten Gebietes auf der E-Seite des Piz Tasna auf 2800 m [815,2/193,7], aber in derselben geologischen Position wie die eben erwähnten Vorkommen, wurde eine weitere, auf ca. 10–30 m aufgeschlossene Scholle aus hellgrünem, stark tektonisiertem Tasna-Granit entdeckt. Ein weiterer Kristallinschürfling ist am Grat zwischen Bergli und Ravaischer Salas, an der hier völlig verschuppten Basis der Tasna-Decke aufgeschlossen. Es ist bei fortgeschrittener, bis ins einzelne Mineralkorn sich auswirkender Kataklyse des Gesteins nicht immer leicht zu entscheiden, ob nicht grobe, feldspatführende Quarzsandsteine bis Arkosen vorliegen.

2. Permowerfénien (Verrucano-Buntsandstein)

Da die zu behandelnden Gesteinskomplexe im kartierten Gebiet jeden primär stratigraphischen Zusammenhang verloren haben, sind wir auf Vergleiche mit Vorkommen der nordöstlichen Fensterecke angewiesen, wo permisch-untertriasische Sedimente erhebliche Mächtigkeiten erreichen und eine lithologische Gliederung erfolgen konnte. Wir stützen uns dabei auf die Arbeiten von W. HAMMER (1914) und W. MEDWENITSCH (1953). Für eine Aufteilung in einen triasischen und permischen Anteil fehlen allerdings stichhaltige Anhaltspunkte. Wir verwenden die Termini «Verrucano» und «Buntsandstein» in faziellm Sinne, d. h. den ersten Ausdruck für psephitischere, den letzteren für feinkörnigere Gesteine wie ja dies allgemein in der alpinegeologischen Literatur praktiziert wird.

In unserem Arbeitsgebiet lassen sich zwei Arten von Vorkommen, die sich in ihrer geologischen Lagerung und ihrem Gesteinsinhalt unterscheiden, auseinanderhalten:

a) Bunte, verrucanoartige Gesteine

In den basalsten Teilen des Tasna-Flysch, der zwischen Fimberpass und Ravaischer Salas die Basis der Tasna-Decke bildet, sind geringmächtige, meistens nur

wenige dm dicke Lagen auffällig bunter Gesteine konkordant dem Flyschschiefer eingelagert:

1. Das südwestlichste uns bekannt gewordene Vorkommen liegt südöstlich Piz Val Gronda, unweit P. 2752 in dem den Untergrund nur schwach überdeckenden Schutt.
2. Ein weiteres Vorkommen wurde im Tälchen, das sich östlich desselben Berges in nordöstlicher Richtung gegen Vesil hinabsenkt, bei 2560 m aufgefunden.
3. Schlecht aufgeschlossen auf Zebblas nördlich Zebblasjoch in den von den Frühjahrsschmelzwässern tief eingefurchten Runsen in mehrfacher Repetition.
4. Im Bergli (oberstes Samnauntal), ca. 2610 m [819,75/203,95] als maximal 20 m starkes und auf 200 m aufgeschlossenes Gesteinsband. Folgendes lithologisches Detailprofil wurde notiert:
Im Hangenden Flysch (feinschichtige, wechsellagernde Kalk- und Tonschiefer), einige Meter Schutt, z.T. von Grasnarbe bedeckt, dann

h) Wein- bis violettrote Tonschiefer	0,5 m
g) Rötliche und lichtgrüne Sandsteine	1,4–1,6 m
f) Weinrote Tonschiefer mit Schmitzen von grünlichem Quarzitschiefer und einer 3–4 m grossen Linse aus grobem, rötlichgrün gesprenkeltem Sandstein, der stellenweise in ein feinkörniges Konglomerat übergeht	6–7 m
e) Bunte, rötliche und grünliche Sandsteine	2,3 m
d) Rötliche, grobkörnige Sandsteine mit grössern, blutroten Knöllchen (?Radiolarienhornstein, ohne Radiolarienresten), unten in hellgrüne Quarzite mit roten und grünen Tonschieferschmitzen übergehend	0,7 m
c) Bunte Tonschiefer mit blutroten Quarzitschmitzen	0,5 m
b) Grüne Quarzitschiefer und bunte Tonschiefer wechsellagernd	0,4 m
a) Weinrote bis violette Tonschiefer.	5,5–6 m

 Im Liegenden setzen nach 15 m Moränenschutt, schlecht aufgeschlossener Rauhwacke und Gips wieder feinblättrige Flyschschiefer ein.
5. Völlig verschuppt auf dem Kamm, der Ravaischer Salas von Zebblas trennt.

PETROGRAPHISCHE CHARAKTERISIERUNG

Es handelt sich um eine auffällig bunte, kalkfreie Serie grobklastischer bis feinstkörniger und dann feinschichtiger Gesteine. Grobe Breccien mit milchigen und rosaroten, aber auch blutroten (Radiolarienskelette liessen sich in diesen an Radiolarite gemahnenden Gesteinsbrocken auch im Dünnschliff nicht nachweisen!), vorwiegend eckigen Quarz- und Quarzitkomponenten enthalten gelegentlich Schmitzen violettrot gefärbter, feinblättriger Tonschiefer und gehen oft unvermittelt in violette und weinrote Tonschiefer über. Bunte, apfelgrüne und schmutzigweiss gefärbte, meist rötlich gesprenkelte, grobkörnige Sandsteine führen bis nuss-grosse, schlecht gerundete Quarzknuere als Komponenten, bei stark serizitischem Zement in Serizitquarzsandsteine, resp. Serizitquarzite übergehend. Feinkörnige Varietäten sind als Phyllite und Chloritphyllite zu bezeichnen und weisen bei grösserem Chloritgehalt eine charakteristische Tüpfelung auf. Die Gesteine variieren lithologisch ausserordentlich auf kürzeste vertikale Erstreckung, die Korn-Sortierung bei den klastischen Sedimenten ist schlecht. Sie sind als Aufarbeitungsprodukte eines vermutlich granitischen Gesteins (Tasna-Kristallinrücken im Bereiche der unterostalpinen Decken) aufzufassen.

STRATIGRAPHISCHE STELLUNG UND GEOLOGISCHES ALTER

Die petrographische Übereinstimmung mit dem sog. «Ladiser Quarzit» (Ausdruck 1951 von MEDWENITSCH für metamorphe, terrestrische Bildungen der Paläozoikum-Mesozoikum-Grenze geprägt) ist ausgezeichnet. Es stellen sich trotzdem

Bedenken ein, diese Gesteine vom Flysch, mit dem sie wiederholt, wenn auch ohne Übergänge wechsellagern, abzutrennen und als separates Schichtglied aufzufassen. Eine verrucanoartige, 5 m mächtige Gesteinsbank, überlagert von 2,1 m grünen, gelbgrünen, weinroten, ockergelben und flaschengrünen Schiefern, 50 cm gelbem Dolomit, 30 cm Sandstein und 1 m Quarzit, wurden von J. CADISCH⁵⁾ im unterostalpinem Flysch der Val Triazza (Fensterstrand südlich Schuls) entdeckt und als «Pseudoverrucano», «Pseudobuntsandstein» usw., d. h. als Transgressionsserie des Tasna-Flysch interpretiert. Ob auf Zebias der analoge Fall zutrifft, könnte ev. bei geringerer Verbackung der feinklastischen Sedimente durch die von A. CAILLEUX (1942, 1952) entwickelte morphoskopische Quarzkornanalyse entschieden werden. Sedimentfraktionen bestimmter Korngrösse weisen bei marinen Ablagerungs- und Umlagerungsprodukten (Flysch) genau definierbare Eigenschaften (Form und Oberflächenbeschaffenheit) der Quarzkörner auf und lassen sich demnach von den vorwiegend wohl festländischen permotriasischen Verwitterungsbildungen unterscheiden. Das Absatzmilieu ob marin oder terrestrisch des Verrucano der Schweizer Alpen ist ein noch ungelöstes Problem.

Bis die laufenden Untersuchungen in den Samnauner Alpen veröffentlicht sind und den Zusammenhang mit dem tirolischen NW-Rand des Fensters durch eine moderne Kartierung herstellen, betrachten wir die besprochenen Gesteine als an der Basis der Tasna-Decke mitverschlepptes und verschupptes, permo-untertriassisches Schichtglied der «Ardezer», resp. «Prutzer Serie». Dunkle Quarzphyllite und Phyllonite, die im NE-Teil des U.E.F. die Basis der unterostalpinen Schichtfolge bilden und oberkarbonisch-permischen Alters sein dürften, wurden in unserem Untersuchungsgebiet nicht gefunden.

Die unter 1., 2. und teilweise 3. und 5. aufgeführten Vorkommen sind eher als Aufarbeitungsprodukte des Tasna-Flysches zu betrachten. Eine Begehung im Herbst 1952 in der unteren Val Triazza liess über die bestehende Analogie keinen Zweifel aufkommen. Das gelegentliche Mitauftreten von grünen Sandsteinen und schwächtigen Dolomitbänken (SE-Flanke von Ils Calcuogns) spricht ebenfalls für Flyschalter dieser eigenartigen Bildungen.

b) Weisse Quarzite und Quarzkonglomerate

Eine völlig andere Lagerungsweise und abweichende petrographische Zusammensetzung zeigen Vorkommen, die im Höllenkar, nordwestlich Inner Viderjoch auf tirolischem Gebiet entdeckt wurden. In Gestalt zweier riesiger, bis zu 70 m dicken Platten entragen diese Härtlinge den rasch niederwitternden Flyschschiefern in Gesellschaft weiterer Schollen aus Liasspatkalken, Tristelschichten usw. unterostalpinen Fazies.

LITHOLOGIE

Makroskopisch sind es reine, äusserst zähe Quarzfelse von sehr heller, lichtapfelgrüner bis schmutzigweisser Färbung, die auf frischem Bruch Glasglanz aufweisen. U.d.M. zeigt sich, dass metamorphe, quarzitisches Quarzsandsteine vorliegen.

⁵⁾ Freundliche, briefliche Mitteilung von Herrn Prof. J. CADISCH, Bern. Vgl. auch J. CADISCH (1946).

Dünnschliff: Zwischen gegenseitig verzahnten, grösseren Quarzindividuen stellt sich ein feinkörniger, stellenweise etwas serizitischer Quarzement in geringfügiger Menge ein.

Erwähnenswert ist der Fund eines rein weissen, groben Quarzkonglomerates (bis eigrosse, farblose Quarzgerölle von vollkommener Rundung und hoher Reinheit der milchigen Quarzsubstanz) in diesen fein- bis mittelkörnigen Quarziten.

STRATIGRAPHISCHE STELLUNG UND GEOLOGISCHES ALTER

Aus den Feldbeobachtungen kann nicht ermittelt werden, ob es sich um tektonisch eingeschobenes oder primär in die Ablagerung des Flyschmeeres einsedimentiertes, resp. eingerutschtes Material handelt. Gesteinstypen aus der Serie der «Ladiser Quarzite» (W. MEDWENITSCH, 1953) stimmen mit unseren Gesteinen völlig überein, so dass sie in Anlehnung an W. HAMMER (1914) als Zeugen der terrestrischen Paläo-Mesozoikumgrenze in die unterste Trias (Buntsandstein) gestellt werden können. Fossile, die Aufschluss über Alter und Absatzmilieu liefern könnten, fehlen.

3. Gips und Rauhwacke (? Carnien)

Ihr geologisches Zusammenvorkommen und ihre vermutlich auch syngenetische Bildung rechtfertigt eine gemeinsame Behandlung.

a) Gips

Zahlreiche grössere und kleinere Gipslager begleiten die Basis der Tasna-Decke, eng verknüpft mit tonigen Schiefern, Dolomiten und Rauhwacken. Einige kleinere Gipszüge gehen ziemlich weit in die hangenden Flyschschiefern hinein. Von SW nach NE wurden folgende Gipsvorkommen kartiert:

a) In der hinteren Val Lavèr, in der flachen Einsenkung westlich Mot durch einige kleinere Sickerlöcher gekennzeichnet;

b) Nördlich Fuorcla d'Lavèr, 2770 m [814,7/195,3] liegen auf eng begrenztem Areal zahlreiche lose Stücke von Gips und Rauhwacke, die hier anstehen;

c) Auf der rechten Talseite der Val Fenga in kleinen, isolierten Aufschlüssen, gelegentlich in mm bis cm feiner Wechsellagerung mit Flyschschiefer. An folgenden Stellen wurde Gips kartiert: Koord. [815,8/198,1], [815,8/199,15], [815,35/199,6], [815,35/199,9], [815,6/199,85], [816,05/199,95], [816,2/199,8], [816,35/199,6]. Ein weiteres, nicht aufgeschlossenes (nur einige trichterförmige Einsenkungen in der Grasnarbe) Gipsvorkommen befindet sich NW Fimberpass, 2570 m [816,05/197,95]. Im Gips eingebettete, eckige Dolomitfragmente schliessen ein Einwandern des Gipses in gelöster Form (Metasomatose) aus;

d) Bei Ils Gips südwestlich Piz Davo Sassè als mächtiger, zusammenhängender Stock;

e) Zwischen Piz Val Gronda und P. 2725, stellenweise nur durch kleine Dolinen und Geländewannen im Untergrund zu vermuten; als bedeutende Lager am Nord-Grat des Piz Val Gronda, durch Flyschschiefer unterteilt;

f) Einige kleinere, isolierte Vorkommen in Vesil (Paznauntal, Tirol): 50 m NE und 275 m NNE P. 2555 ([818,0/202,55], [818,0/202,95]) u.a.;

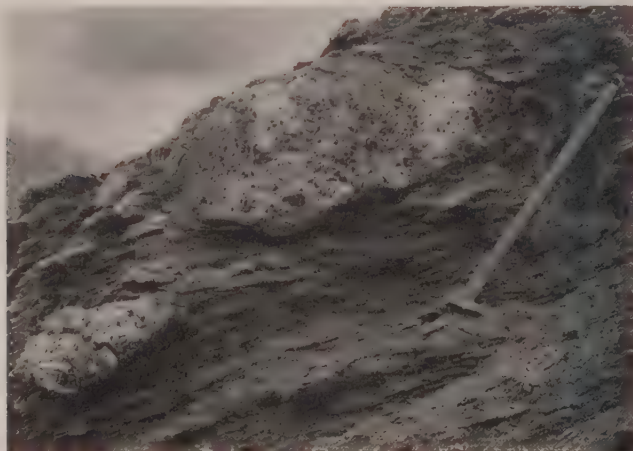
g) Grössere Einlagerungen von Gips am Südgrat des Pauliner Kopf, dort wo er flacher wird; auf Zebias und im Bergli, von verrucanoartigen Felsarten und Rauhwacken begleitet. In aufschlussarmen Gelände erlaubten Murmeltierbauten gelegentlich Gips in die Karte einzutragen, auch wo er oberflächlich nicht sichtbar ist;

h) Auf Inner Viderjoch und bei P. 2664 (Übergang zu Ravaischer Salas).

Alle Vorkommen sind dem Flysch der Tasna-Decke sekundär eingeschaltet. Für intensivste Verschuppung spricht die Verteilung auf verschiedene Niveaus.

Einige Dezimeter lange, von grauen Dolomitbruchstücken durchspickte Gipschmitzen in kalkig-tonige Schiefer eingelagert zeigt Fig. 6.

Häufen sich die Dolomitkomponenten (eingequetschter, unterostalpiner Triasdolomit) stark an, so wird das Gestein zur Gips-Dolomit-Breccie (mit Gips als Zement). Sie bilden kugelige bis ellipsoidale Einschlüsse im dichten, mitunter körnigen, weiss oder rosa gefärbten, ungeschichteten oder durch tonige Verunreinigungen deutlich geschichteten Gips. Durch schwache Epimetamorphose bildete sich aus den tonigen Substanzen kleine Schüppchen von hellem oder bräunlichem Glimmer, so dass das Gipsmineral heute in reinerer Beschaffenheit vorliegt.



Phot. L. Kläy

Fig. 6. Von Dolomitfragmenten durchsetzte Gipslinsen im Flysch der Tasna-Decke, Piz Davo Sassè (Fimbartal). Hammerstiel 50 cm.

Auf ein ungewöhnliches Grobgefüge in den Gipszügen nördlich Piz Val Gronda (2811,7) sei hier aufmerksam gemacht. Zwischen relativ ungestörtem, durch schmale, grüne Tonschiefer lagig texturiertem Gips sitzt eine ungefähr 3–5 m lange Linse aus randlich brecciösem Dolomitgestein. Der langgestreckte Körper wird von wechsellagernden, zentimeterdicken Ton- und Kalkschiefern (unterostalpiner Flysch) umschlossen und weist an der breitesten Stelle eine Dicke von etwa 2 m auf. Die eigentümliche Bildung wirft einiges Licht auf den Entstehungsmechanismus der schon verschiedentlich erwähnten eckigen, dolomitischen Einschlüsse im Gips der Tasna-Decke (p. 361, c) und bei Chè d'Mutt (p. 355). Die allmähliche Auflösung des kompakten, grauschwarzen Dolomites in ein durch Gips verfestigtes Trümmerwerk lässt sich hier prächtig verfolgen (Fig. 7).

Erwähnenswert sind Körnchen von gediegenem Schwefel (Reduktion von Gips durch organische Substanz), die auf drusenartige Hohlräume im Gips von Zebblas und Bergli konzentriert sind und von den alten Saumnanern zu Medizinalzwecken gesammelt wurden.

TEKTONIK DER GIPSMASSEN

Bei dem niederen Eigengewicht (Dichte ca. 2,3), der hohen Wasserlöslichkeit und ausserordentlichen Plastizität ist das Gipsgestein ein Gleitmittel par excellence. Aus seinem normalen Schichtverband herausgebracht, wird es auf Schubbahnen zu oft bedeutenden Massen angestaut. Durchgehende Horizonte fehlen vollständig, sie setzen lateral rasch ab.



Fig. 7. Im Flysch (wechsellagernde tonige und quarzitisch-kalkige Schiefer) eingelagerte Dolomit-Gips-Linse nördlich Piz Val Gronda bei 2725 m. Die schematisierte Abbildung gibt einen Ausschnitt wieder (Gips schraffiert, Dolomit schwarz haschiert).

Morphologisch erzeugt das weiche, leicht lösliche Gestein flache und weite Geländedepressionen. Eindrucksvoll sind die Dolinenlandschaften von Zebblas, Ravaischer Salas, Ils Gips und an anderen Orten.

b) Rauhwacken

Die Rauhwacken sind eng an die Gipsvorkommen gebunden, zum Teil als selbständige, maximal 200 m aushaltende und einige m mächtige Züge wie auf Zebblas, wo sie die Gipsstöcke begleiten, zum Teil ist es zu einer innigen Verquickung der beiden plastischen Felsarten gekommen (tektonische Gipsbreccie mit Rauhwacke als Bindemittel). Siehe Fig. 8.

Auch schnur- oder aderartige Durchdringungen sind häufig anzutreffen und ergeben beim Abwitern des Gipses Mäuerchen aus Rauhwacke.

Wie der Gips sind auch die plastischen Rauhdecken als Gleitflächenindikatoren zu bewerten und enthalten des öfteren aus den hangenden und liegenden Schichten eingeknetete, fremde Gesteinseinschlüsse. Die Rauhdecke wird dadurch zur Grundmasse einer tektonischen Breccie. Zu den primär eingelagerten oder benach-



barten Dolomitbänken, geringmächtigen Mergeln und Tonschiefern, die zerbrachen und epimetamorphosiert wurden, kommen Gesteine aus dem Flysch (Kalk-Tonschiefer, Fetzen von Serizitphylliten und Serizitquarziten, Quarzite etc.), Sandkalke aus der Roz-Serie und Quarzkörner hinzu. Auf diese Weise erhält die an sich eintönig graue Rauhdecke ein recht buntes Aussehen (grüne Tonschiefer, rotbraune, limonitische Sandkalke usw.). Die akzessorischen Gesteinsfragmente erreichen Durchmesser bis zu 10 cm.

Fig. 8. Gipsbreccie (Gips hell) mit Rauhdecke (grau) als Bindemittel. Bergli (oberstes Samnaun), 2540 m. Hammerstiel = 50 cm.

Phot. L. Kläy

Im Handstück sind es graue, gelbliche oder ockerbraune, zellig verwitternde und oft erdig zerfallende Gesteine mit völlig ungerichteter Textur, deren Zellwände bei den untersuchten Proben aus kalkiger Substanz mit eingeschlossenen Quarzsplittern bestehen. Meist sind die grauen, eckigen Dolomitkomponenten völlig zu einem feinkörnigen Dolomitgrus («Dolomitasche» mancher Autoren) umgewandelt. Selektive Verwitterung von Kalk und Dolomit lässt die polygonen Hohlräume entstehen. Reine Dolomitrauhdecken ohne Kalksubstanz fehlen in unserem Arbeitsgebiet.

Aus der Tatsache, dass unsere sedimentären Rauhdecken mit Gips eng verknüpft sind, muss auf lagunäre Faziesbedingungen während einer Regressionsphase des Meeres geschlossen werden. Die psammitische Struktur (u. d. M. ist die durch eischüssige und tonige Substanzen verunreinigte Kalkgrundmasse von eckigen, kleinern und grösseren Quarz- und Felsspatkörnern durchsetzt) einer untersuchten Gesteinsprobe von Ils Gips (Fimbertal) spricht für Küstennähe. J. CADISCH (1953) gibt einen prägnanten Überblick über Entstehungs- und Umwandlungsprobleme von Rauhdecken alpinschweizerischer Herkunft.

Infolge raschen An- und Abschwel lens bis Aussetzens der Gips- und Rauhdeckezüge kann die primäre Mächtigkeit nicht ermittelt werden.

Geologisches Alter: Durch ihre Vergesellschaftung mit verrucanoartigen Gesteinen und Dolomiten sind diese salinaren, stratigraphisch horizontierbaren Absätze in das Permo-Skythien oder in die Trias (Raibler Niveau) zu stellen. W. MEDWENTSCHE (1954) nimmt, basierend auf Detailaufnahmen im nordöstlichen Fenster-

gebiet, permo-skythisches Alter der unterostalpinen Gipse an. In unserem Arbeitsgebiet sind dafür keine Anhaltspunkte gegeben. Ihre Einlagerung in Flyschschiefer ist tektonisch.

4. Dolomit (Trias)

Unmittelbar an der Basis der Tasna-Decke auftretende Schollen eines hell- bis mittelgrauen, sehr hell anwitternden, ungeschichteten Dolomites wurden als tektonische Schubfetzen gedeutet. Fundorte dieses tektonisierten, kataklastischen und stellenweise verquarzten Gesteins wurden notiert:

- a) Als ein dem Alluvialschutt entragender, markanter Felskopf auf Fenga pitschna [817,0/200,2], 2670 m, eingelagert im Flysch;
- b) Südwestlich Salas, zwischen P. 2711 und 2800, 2655 m [820,45/204,0] als ein auf ca. 5 x 5 m aufgeschlossener Felskomplex.

Dolomite in Gestalt grösserer und kleinerer Linsen und Blöcke und in Gesellschaft anderer unterostalpiner Schichtglieder in Linsenform sind als einsedimentiertes Wildflyschmaterial (vgl. p. 381) zu betrachten.

5. Lias

Unterostalpiner Lias findet sich im bearbeiteten Gebiet nur in Gestalt von kleineren und grösseren Linsen, vermutlich zum grösseren Teil ins Flyschmeer des unterostalpinen Sedimentationsraumes eingerutscht. An der Basis der Tasna-Decke eingeklemmte Schichtpakete dürften hingegen tektonisch eingespiesste Schubspäne darstellen.

Liaslinsen wurden nur in die Karte eingetragen, wenn ihre Ausdehnung dies rechtfertigte. Erwähnenswert ist ein 50 m langer und 15 m hoher Klotz auf der SE-Seite von Ils Calcuogns (nördlich Fimberpass), 2760 m.

Eine Schichtfolge aufzustellen war natürlich ausgeschlossen. Im Nachstehenden soll aber eine kurze Charakterisierung einiger Gesteinstypen gegeben werden:

- a) Lilafarben bis gelblich anwitternde, helle, oft rosa gefärbte Kalke, z.T. dicht, z.T. sehr grobspätig. Undeutliche Reste von Krinoidenstielgliedern. Textur richtungslos-massig;
- b) Bunte, krinoidenstielglieder- und belemnitenführende, monomikte Spatkalkbreccien (Komponenten sind grobspätige, rötliche Kalke in braunroter und grünlicher, toniger Zwischenmasse). Diese Fazies wird in der Literatur meist als «Hierlatz- oder Steinsberger Fazies» beschrieben;
- c) Epimetamorphe, chlorit- und muskowitführende, kalkige Quarzsandsteine von grünlicher Farbe. Als Organismenreste sind aus einem Dünnschliff Echinodermenbruchstücke und eine fragile *Quinqueloculina* zu erwähnen.

6. Untere Kreide (? Neocom)

Am Ostfuss des Piz Tasna folgen über dem Serpentin 15–20 m blauschwarze, kalkfreie Tonschiefer, die von 50–70 cm grünen Schiefern überlagert werden. Diese zurückwitternde, weiche Gesteinszone grenzt gegen oben an eine steile, massige Bank von grobem, polygenem Konglomerat (Basiskonglomerat). Darüber folgen wandbildende, spätige Kalke und feine Kalkbreccien der Tristelschichten.

Wie die Dünnschliff-Untersuchung des grünen Schiefers ergab, liegt kein spilitisches Gestein, sondern ein feinschichtiger, etwas phyllitischer, dislokationsmetaporpher Tonschiefer vor.

STRATIGRAPHISCHE EINORDNUNG

Nur auf Grund ihrer geologischen Lagerung im Liegenden des Tristelniveaus stellen wir diese flyschähnlichen Bildungen in die untere Kreide (vgl. J. CADISCH 1941). Möglicherweise gehören sie dem Flysch der Tasna-Serie an.

MANGANKNOLLEN AUS DEM UNTERENGADIN

Im blauschwarzen, auf der E-Seite des Piz Tasna anstehenden Tonschiefer von fraglichem Unterkreide-Alter sind knollenförmige Gebilde eingeschaltet, deren hohes Eigengewicht und dunkelbraun abfärbende Verwitterungskruste eine Mangavererzung vermuten liess. Die nachstehende, kurze Zusammenfassung einiger Beobachtungen ist als eine insbesondere die geologischen Verhältnisse behandelnde vorläufige Mitteilung aufzufassen. Im Rahmen einer Lizentiatsarbeit soll später die Struktur des Knollenmaterials im Institut für anorganische Chemie der Universität Bern⁶⁾ näher untersucht werden.

GEOLOGISCHES AUFTRETEN UND LAGERUNGSVERHÄLTNISSE

Die Knollen treten, soweit unsere Kartierung reicht, an 5 isolierten Lokalitäten auf, von denen wenigstens vier demselben Gesteinshorizont (? Neocom der Tasna-Serie) angehören.

a) Vorkommen in der hinteren Val Lavèr:

1. Auf der linken Talseite der Val Davo Lais, links des Abflusses des Seeleins östlich P. 2718, 2520-2550 m. Koord. [815,7/194,8]. Es sind nur einige m Tonschiefer im Liegenden des Serpentin aufgeschlossen.
2. In Val Davo Lais, 2570-2595 m, Koord. [815,5/194,7]. Die blauschwarzen kalkfreien Tonschiefer enthalten zudem Lagen von Hämatit- und Chloritallbitspiliten und werden von Serpentin überlagert.
3. Westlich Mot (P. 2705,3), 2640-2680 m. Weitgehend von Schutt überdeckt. Im Liegenden stehen spilit- und variolitführende, unterostalpine Flyschschiefer an, im Hangenden trennt ein schmaler Gips- und Rauhwackezug von Serpentin.
4. E-Wand des Piz Tasna, 2680-2800 m. Die Knollen sind auf die basalen, dem Serpentin unmittelbar auflagernden Partien des Tonschiefers beschränkt. Wie Granitschollen (p. 358) vermuten lassen, stellt diese Grenze einen Bewegungshorizont dar. Eine Metamorphosierung der Tonschiefer fand an der Grenzfläche nicht statt. Dagegen sind die an die Tristelschichten grenzender Tonschiefer etwas metamorphosiert worden.

b) Das Vorkommen am Grat zwischen Muttler und Piz Arina, nordnordwestlich P. 2840,8, Koord. [823,5/196,6].

Die knollenführenden Schichten, ebenfalls kalkfreie, blauschwarze Tonschiefer und sandige Kalkschiefer bis schiefrige, kalkige Sandsteine, streichen an diesen

⁶⁾ Den Herren Prof. Dr. W. FEITKNECHT und Prof. Dr. W. BUSER danken wir für das anregende Interesse, das sie diesen eigentümlichen Funden entgegenbrachten, sowie für finanzielle Unterstützung (Schweizerische Studienkommission für Atomenergie). In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass zur Zeit in diesem Institut strukturelle Untersuchungen an rezenten Mangan knollen (manganese nodules) der Tiefsee durchgeführt werden (W. BUSER und A. GRÜTTER, 1956).

N-S gerichteten Berggrat N 105° E und fallen ca. 23° SSW. Wie später ausgeführt (p.390) wird, ist die stratigraphische und tektonische Stellung der hier auftretenden Gesteine problematisch.

MAKROSKOPISCHES ERSCHEINUNGSBILD

Es stimmt bei allen Vorkommen völlig überein. Zumeist handelt es sich um rundliche Knollen bis fladenförmige Linsen von recht unterschiedlichen Dimensionen (5-50 cm Durchmesser in der Längsachse und 5-20 cm Dicke), seltener um flache, bis etwa 15 cm mächtige, nach 1-2 m aussetzende, plattenförmige Körper.



Phot. A. Kläy

Fig. 9. Schalenstruierte Manganknolle in tonigen Schiefer (?Neocom) der Tasna-Decke. Ostseite des Piz Tasna. Hammerstiel = 50 cm.

Aus dem Primärverband gelöste Faltenscharniere in Form von länglichen Bolzen konnten gelegentlich beobachtet werden. Mit grosser Wahrscheinlichkeit handelt es sich um eine ursprünglich zusammenhängende Gesteinslage, die sekundär durch mechanische Differentialbewegungen in sog. tektonische Gerölle (Phakoide) zerteilt wurde.

Alle Übergänge von schwach manganhaltigen Knollen aus dichtem, mergeligem, manchmal etwas grünlichem, chloritführendem Kalk zu stark vererzten, beinahe 75% MnO_2 führenden, pyritfreien, fast kalkfreien Knollen sind vorhanden. Am S-Grat des Muttler sind auch vererzte, dunkelgrüne, chloritführende Sandsteinlinsen eingeschaltet. In dem an Mangan armen Material fallen als erstes zahlreiche, 1-4 mm grosse Pyritwürfelchen auf. Die hochprozentigen, derben Gesteinsproben (mit stahlblauen, metallischen Anlauffarben, dunkelbrauner Eigenfarbe und dunkelbraunem Strich bei einer Härte von 3-4) zerfallen beim Zermörsern in ein dunkelbraunes, sich erdig anführendes Pulver.

Vielfach besitzen die Knollen einen grobschaligen Aufbau mit matschwarzem, etwas härterem Kern und einer 1–4 cm dicken Zwischenschicht mit stahlgrauen, ins Violette spielenden Anlauffarben. Diese massigen Innenpartien werden von einer schiefrigen Hülle aus ? tonigem, grünlichem Material umschlossen (Fig. 9). Die gleiche Abfolge lässt sich übrigens an den plattigen Erzkörpern nachweisen.

UNTERSUCHUNGEN AN DÜNNSCHLIFFEN

Gesteinsprobe No. 1123 (5,5% MnO)

Ein feinkörniges (Korndurchmesser von 10–20 μ) Kalzitaggregat von sehr gleichmässiger Beschaffenheit wird von jüngeren Gängen aus gröberkörnigem, granoblastischem Quarzpflaster durchadert. Zahlreiche Chloritkörner mit anomalen Interferenzfarben und von der gleichen Grösßenordnung wie die Grundmasse sind anwesend. Ein Manganmineral konnte nicht diagnostiziert werden.

Handstück No. 56–11 (Grat Muttler Piz Arina). Dunkelgrüner, grobkörniger, braunrot verwitternder Sandstein. Qualitative Prüfung auf Mn gibt stark positive Reaktion.

U.d.M.: Komponenten aus Dolomit, Kalk und Quarz in quarzitischem-kalkig-chloritischem Zement (Chlorit nimmt etwa $\frac{1}{3}$ des Mikroskop-Gesichtsfeldes ein!). Dunkelbraunes, schwach durchscheinendes Pigment in Form unregelmässiger Körner und feinerem Staub füllt die Interstizien zwischen den Korngrenzen des Bindemittels (Matrix) und die Spalttrisse der detritischen Kalkkörner und authigenen Kalzitkristalle aus. Die Karbonattrümmer sind mehr oder weniger durch braune Partikel pigmentiert.

Handstück No. 1514 (60% MnO)

Mikroskopischer Befund: Einheitliches, pigmentfreies, schwach wolkig braun gefärbtes Karbonatpflaster aus Körnern von 10–20 Mikron Durchmesser wird von schmalen, von dunkelbrauner, fast opaker Substanz erfüllten Gängen durchzogen.

Wie die Dünnschliffe andeuten, sind Mangan und Eisen zum Teil im Karbonat maskiert vorhanden (No. 1123 und 1514), zum Teil im braun durchscheinenden Pigment enthalten, das isoliert und röntgenographisch näher untersucht werden sollte. Elektronenmikroskopische Aufnahmen der Proben No. 1123 und 1514 sind ebenfalls angezeigt.

QUALITATIV-CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Mangannachweis: Kochen mit konz. Salpetersäure und Bleidioxid ergibt bei Anwesenheit von Mangan Rotviolett-Färbung (F.P. Treadwell, 1930).

Alle untersuchten Gesteinsproben reagierten stark positiv. Nur sehr schwache Rosafärbung ergab die Prüfung eines einer Knolle noch anhaftenden Tonschiefers. Mit kalter, 10%iger Salzsäure brausten die zu feinem Mehl zerstoßenen Gesteinsproben mehr oder weniger stark auf. Erhitzung mit konz. Salzsäure brachte keine weitere Kohlensäure-Entwicklung (Dolomit oder Magnesit abwesend). Bei No. 1514 entwickelte sich beim Kochen mit konz. Salzsäure grünes Chlorgas, d. h. es liegt vierwertiges Mangan vor.

Prüfung auf Eisen: In allen Fällen mit KCNS stark positiv.

QUANTITATIV-CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN⁷⁾

Methodik der Manganbestimmung (G. CHARLOT et D. BEZIER, 1949; I. M. KOLTHOFF and E. B. SANDELL, 1946; siehe auch W. BUSER und A. GRUETTER, 1956): Das lufttrockene, feinst zerriebene Material wurde mit H_2SO_4 und Flußsäure (E. DITTLER, 1933) aufgeschlossen und mit verdünnter Schwefelsäure aufgenommen. Oxydation des Mn durch KJO_4 und kolorimetrische Bestimmung des gebildeten MnO_4^- .

Nr. der Gesteinsprobe	% MnO	Kalte HCl 10%	Heisse HCl konz.	Fe (mit KCNS)	Dichte
1123	5,5	$++\text{CO}_2 \uparrow$	—	positiv	2,91
1087	15,2	$+\text{CO}_2$	—	positiv	3,06
1089	0,1	$+\text{CO}_2$	—	positiv	2,88
1514	60,0	wenig CO_2	Chlor $\uparrow$	positiv	3,23

Fundorte:

No. 1123 Grat Muttler–Piz Arina,

No. 1087 E Piz Tasna,

No. 1089 E Piz Tasna. Schmale, kalkige, schwarzblaue Linsen von 2–3 cm Dicke in den obersten Partien der Tonschiefer, die hier grüne Färbung aufweisen.

No. 1514 W-Seite Mot, hintere Val Lavèr.

RADIOAKTIVITÄTSMESSUNG

Die Bestimmung der Alpha-Emanation, die von Herrn H. DEBRUNNER⁸⁾, Physikalisches Institut der Universität Bern mit Hilfe eines «scintillation counters» (aktiviertes ZnS und Photomultiplier) ausgeführt wurde, ergab folgenden Wert:

$< 0,2 \cdot 10^{-6}$ gr U / gr Erz (No. 1514)

($<$ entsprechend $6,7 \cdot 10^{-14}$ gr Ra / gr Erz).

Vgl. G. C. AMSTUTZ (1951), Radioaktivitätsmessungen an splitischen Laven des Glarner Freiberges.

HERKUNFT DER ERZLÖSUNGEN

Die Tatsache, dass der einbettende Tonschiefer praktisch manganfrei (Prüfung mit NaBiO_3 , vgl. E. M. CHAMOT and C. W. MASON, 1946) und die Vererzung auf ein kalkiges Substrat angewiesen ist, spricht für metasomatische Verdrängung einer ev. diagenetisch noch unverfestigten Kalkschicht (syndementär-metasomatischer Entstehungsprozess). Zudem kann – mit einer Ausnahme am Grat Muttler Piz Arina, wo möglicherweise der Serpentin der Erosion anheim gefallen ist – die strikte Beschränkung der Knollen auf die unmittelbare Nähe (Entfernung vertikal max. 20 m) des Serpentinlagers als weiteres Indiz für direkte metasomatische Einwirkung gelten. Eine gesetzmässige Änderung im Vererzungsgrad in irgendeiner Richtung

⁷⁾ Herrn Prof. Dr. E. Niggli, Institutsvorsteher und Herrn Pd. Dr. Th. Hügi sei für die gewährte Gastfreundschaft im Mineralog-Petrographischen Institut, sowie für manchen Hinweis bestens gedankt.

⁸⁾ Auch an dieser Stelle sei Herrn cand. phys. H. Debrunner, Bern, aufs verbindlichste gedankt.

konnte nicht beobachtet werden. Durch das undurchlässige Tonschieferband wurden die im Hangenden einsetzenden Tristelkalke abgeschirmt.

Im übrigen von uns begangenen Flyschgebiet mit seinen zahlreichen Einschaltungen von spilitischem Extrusivmaterial fehlt jede Spur einer ähnlichen Erscheinung. Serpentin aus der hinteren Val Lavèr führt manchmal rotbraune Beläge, die sich als an Mangan angereichert erwiesen. Damit rücken die enormen Serpentinmassen des Piz Nair Fuorela und Alp Champatsch als mögliche Manganolieferanten in den Vordergrund des Interesses. Der Mangangehalt schweizerischer Serpentine ist zwar gering und übersteigt kaum 0,1% MnO (vgl. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER, 1930). Auch die Diabase und Spilitgesteine alpiner Vorkommen weisen übrigens geringe MnO-Werte auf: 0,07–0,08% MnO bei den Glarner Laven (G. C. AMSTUTZ, 1951), 0,09–0,10% MnO bei den Diabasen der Alp Champatsch nördlich Schuls (M. VUAGNAT, 1946).

Auf Versuche mit sehr verdünnten Kupfer- und Bleilösungen basierend, warnt C. W. CORRENS (1921) vor einer Überschätzung der Adsorptionsfähigkeit unverfestigten Sedimentschlammes. Durch Adsorption allein können nach diesem Autor wohl Sedimente mit geringen Metallgehalten (0,8, bzw. 0,25% für Cu und Pb), jedoch nicht mit höheren Metallkonzentrationen entstehen. Da das Meerwasser zudem praktisch manganfrei ist, müssen andere Eisen- und Manganolieferanten gesucht werden. Es könnten in Frage kommen: Kontinentale Verwitterungslösungen, kosmische Zuwanderung durch Meteoritenfall, submarine Gesteinsauflösung (Halmyrolyse), magmatische Tätigkeit usw. Die strenge Lokalisation der Knollen lässt sich mit den drei erstgenannten Möglichkeiten der Metallzufuhr nicht in Einklang bringen.

Für TH. GEIGER (1918), der sich in einer Monographie mit Manganerzen in den Radiolariten Graubündens befasst, ist die Vergesellschaftung Radiolarit-Manganerz (und Kupfer)⁹⁾ - basisches Eruptivgestein in Verbindung mit submarin-vulkanischen Extrusionen und Exhalationen typisch. Zur gleichen Auffassung kam schon W. EPPRECHT (1946) bei der Bearbeitung der Eisen- und Manganerze des Gonzen und obschon von einer magmatischen Tätigkeit zur Zeit des oberen Jura im süd-helvetischen Sedimentationsraum der Ostschweiz nichts bekannt ist, vermutet EPPRECHT direkte Zusammenhänge mit der tiefenninischen, zur «Zone der medianen Grünschiefer-Metallisation» (H. HUTTENLOCHER, 1934) gehörenden Ophiolithprovinz des westlichen Bündens. F. BUKEISEN¹⁰⁾ beschreibt Braunit-Knollen

⁹⁾ Auf die Malachitanflüge, welche die hochpenninischen Schiefer an der Basis der Tasna-Decke (z. B. auf Mot, hintere Val Lavèr) manchmal aufweisen, sei nur hingewiesen. Kupfer ist an basische Eruptiva gebunden (K. RANKAMA and TH. G. SAHAMA, 1950).

¹⁰⁾ F. BUKEISEN. Mineral-Analysen. Sitzber. k. Ak. Wiss., 24. [1857]. Es wird eine chemische Analyse der «abgerundeten, unförmlichen Knollen und Massen von mehreren C. Zollen» gegeben:

	Spuren
Manganoxydul (MnO)	56,04
Sauerstoff	6,42
Eisenoxyd	14,55
Bitterde (MgO)	9,01
Kalk	Spuren
Kieselsäure	11,19
Wasser	2,53
	99,74

aus einem Serpentin Graubündens (leider ohne Angabe der Fundstelle) und H. HUTTENLOCHER (1934) von Praborna in Val di S. Marcel (Val d'Aosta, Piemonte) in metamorphe Grüngesteine linsenartig eingelagerte Manganerze. Vergleichenden quantitativen Untersuchungen von Spurenelementen mittels der in den letzten Jahren rationeller gestalteten spektrographischen Methoden wird es vielleicht vorbehalten sein, Licht in die vermuteten Zusammenhänge zu bringen.

Mit rezenten, feinschalig struierten Manganknollen (manganese nodules) der Tiefsee haben unsere Linsen nur geringe Ähnlichkeit.

7. Tristelschichten (Urgo-Aptien)

Am Ostabfall des Piz Tasna folgt über den ins Neocom gestellten Tonschiefern das helle Felswände bildende Niveau der Tristelschichten. Ein ungefähres Profil durch diesen etwas verfalteten Gesteinskomplex soll uns mit der Gesteinsabfolge bekannt machen:

- h) Polygene Feinbreccien und Sandsteine, welche die Felsinseln auf der SE-Seite des Vadret da Tasna, 2800–2870 m, aufbauen,
- g) Einige m polygene Feinbreccien und Sandsteine, dunkelgrau-schwarze Kalke und dunkelblau-graue Tonschiefer,
- f) Graue, wenig charakteristische Kalkschiefer, nach oben in Sandkalke übergehend, 80–100 m,
- e) 5 m gestreifte (hellgraue, kalkige und schmutzigbraune, sandigere Lagen alterierend) Kalke,
- d) 8 m atypische Kalkschiefer, an Bündnerschiefer erinnernd,
- c) 25 cm dicke Konglomeratbank mit kalkigem Zement,
- b) Grüne Tonschiefer von wechselnder Mächtigkeit (1–30 cm), eingeknetet in die härteren Bänke,
- a) 6 m polygenes, grobbankiges Transgressionskonglomerat mit marmorisiertem Kalkbindemittel und bis faustgrossen, grünen Granitgeröllen.

Die Hauptmasse der Tristelschichten nehmen atypische, hellgrau anwitternde, im Bruch etwas dunklere, mehr oder weniger spätige Kalke und Kalkschiefer ein, die nur lagenweise feine Breccien- und Sandsteinlagen führen. Typisch für Tristelkalke sind sodann makroskopisch erkennbare, ockerfarben bis orange verwitternde, detritische Dolomitpartikel. In den unteren Niveaus ist die Bankung gröber als in den oberen Partien, wo Sandkalke – manchmal mit tonigen Zwischenlagen – vorherrschen. Feinbrecciöse und psammitische Gesteine leiten zum Gault über.

Dünnschliff-Untersuchungen

Durch die Anhäufung von organogen-detritischem Feinschutt (Echinodermenfragmente, darunter Pentacrinusstielglieder, Bryozoenästchen, Dasycladaceenreste u.a. unbestimmbare, organische Relikte) werden die Tristelkalke zu Spatkalken mit Übergängen zu eigentlichen organogenen Mikrobrecien. Mineralischer Herkunft sind die in die bräunlich pigmentierte, teils krümelige, teils schon rekristallisierte Kalkgrundmasse eingestreuten eckigen bis gerundeten Quarz- und Feldspatsplitter, Dolomit- und Kalktrümer dichter bis grobkristalliner, gelegentlich pseudolithischer Textur. Helle Glimmerblättchen fehlen nicht. Dichte, strukturlose Kalkkörner (ohne schalig-radialfaseriges Gefüge) führende Kalke sind in Anlehnung an ARX. HEIM (1924) und G. STAENDER (1943) als Onkolithe zu bezeichnen.

Eine einwandfreie Bestimmung von *Salpingoporella mühlbergi* (LOR.) ist bei dem schlechten Erhaltungszustand nicht möglich. Die länglichen, öfters schwach gebogenen Kalkröhrchen

mit wirtelig angeordneten Poren entsprechen den von M. HOVELACQUE (1900) aus dem zoogenen Barrémien von Châtillon-en-Diois (Drôme), von TH. LORENZ (1901) aus dem südlichen Rhätikon und von P. ARBENZ (1908) aus dem unteren Schrattenkalk des Säntisgebirges beschriebenen. Als typisches Faziesfossil der neritischen Kalkalgen-Zone ist *Salpingoporella* auf Barrémien und unteres Aptien beschränkt.

Unsere untersuchten Gesteinstypen weichen mikrofaunistisch durch das völlige Fehlen (? durch Rekristallisation zerstört) von Foraminiferen vom Urgon präalpiner Fazies ab, während letztere in der Gegend von Ardez und in Mittelbünden häufig sind.

Geologisches Alter

Durch den Fund von *Orbitolinopsis* (J. CADISCH, 1941), eine für Barrémien und unteres Aptien leitende Foraminiferengattung, von der Alp Trida im Samnaun ergibt sich die stratigraphische Zuordnung zur unteren Kreide. Die Tristelschichten entsprechen stratigraphisch und teilweise auch lithofaziell dem helvetischen Schrattenkalk (dieses eher hellere, oolithisch-onkoidische Gestein führt keine Dolomitpartikel und kristallinen Detritus) und den Urgonkalken der französischen Westalpen. Der von D'ORBIGNY (1810) nach der Typlokalität Orgon (unteres Rhonetal) geschaffene Begriff «Urgonien» wird heute nur mehr faziell für organogen-detritische Sedimente neritischer Entstehung der Barrémien- und unteren Aptien-Stufe verwendet, ist also auch auf die unterkretazischen Gesteine der Tasna-Decke übertragbar.

8. Mittlere Kreide («Gault»)

Zwischen den kalkig-spätigen Gesteinen des Urgo-Aptien und den sicher nachweisbaren Mergelkalkschiefern der oberen Kreide schaltet sich ein vornehmlich aus quarzitischen Feinbreccien, Sandsteinen, Kieselkalken, Sandkalken und Quarziten bestehender Schichtstoss ein, der von J. CADISCH (1919) erstmals im Unterengadin erkannt, in die mittlere Kreide s. l. gestellt und als «Gault» bezeichnet wurde.

Zur Hauptmasse umfasst diese Gesteinsserie polygene Feinbreccien bis Sandsteine, die dunkelbraun und rauh anwittern und als wandbildendes Element in Erscheinung treten. Durch Zurücktreten des Sandgehaltes werden die Psammite des Gault dem Tristelkalk sehr ähnlich, wittern hellgraublau an, brechen spätig und sind dann in isolierten Aufschlüssen nur ihrer geologischen Stellung nach stratigraphisch zuzuordnen. In oberen Teilen wird das Gestein quarzitischer, nimmt graugrünliche Farbtöne an und geht schliesslich in Quarzite und reine, tiefgrüne Ölquarzite über. Letztere sind im Gebiet von Davo Dieu (oberstes Fimbertal) als 1-2 m dicke Bänke ziemlich verbreitet. Sie brechen splittrig und zeigen typisch öligen Fettglanz. Hellgrüne Varietäten sind seltener.

Mikroskopische Befunde.

Es sind durchwegs kieselreiche, mehr oder weniger psammitische Gesteinsarten mit kalkig-quarzitischer Grundmasse und Quarz als vorherrschendem, detritischem Gemengteil (neben ockergelbem Dolomit, Kalken und kristallinem Material). Chloritische Fetzen und zu Limonit verwitternde Pyritkörner sind zahlreich zwischen die Trümmer eingestreut und können als Umwandlungsprodukte des Glaukonites aufgefasst werden. Neben dem zumeist hohen Sandgehalt erfüllt organogener Detritus (Echinodermenbruchstücke, Echinidenstacheln, fragmentäre Bryozoenästchen und andere unbestimmbare, organische Reste) das Gestein zu einem wesentlichen

Anteil. Die organischen Bestandteile haben, wie ihre Trümmernatur beweist, einen gewissen Transport erlitten und sind heute, lagenweise in bestimmten Horizonten angereichert, auf sekundärer Lagerstätte. Krinoidenstielglieder sind gelegentlich in ausgezeichnetem Erhaltungszustand vorhanden, so ist z.B. bei quergeschnittenen Trochiten der Zentralkanal deutlich zu erkennen. Andere Echinodermenplatten weisen nur noch reliktsiche Siebstrukturen auf. Oolithische Umrundungen von organischen und mineralischen Trümmern kommen vor, sind aber nicht häufig.

Geologisches Alter und Abgrenzung gegen das Tristelniveau

Da weder makroskopisch noch mikroskopisch Leitfossilien gefunden wurden, waren wir auf Vergleiche mit dem Gebiet von Ardez (J. CADISCH, 1941) und Rätikon (D. TRÜMPY, 1916 und W. HAEFNER, 1924) angewiesen. Wie schon erwähnt, sprechen diese für mittelmäozäisches Alter unserer quarzitischen Serie. Tasna-Gaultgesteine sind helvetischen Schichten gleichen Alters teilweise sehr ähnlich. Die Abtrennung gegen den Tristelkalk erwies sich infolge des allmählichen, von keinen grobklastischen Bildungen oder Diskordanzen unterbrochenen Überganges als eine im Terrain nicht immer lösbare Aufgabe. Einschaltungen von zoogenen Kalken in mittleren Niveaus des Gault erleichterten diese keineswegs.

9. Couches rouges (Mergelkalkschiefer der oberen Kreide)

Konkordant überlagern die Couches rouges als hellgraue, dünnstiefliche Kalkschiefer von wechselnder Mächtigkeit (3–15 m) die quarzitischen Gesteine des Gault. Charakteristisch ist die flaserige Beschaffenheit der mergeligen Kalke, die durch die Einlagerung feinsten, tonig-serizitischer Häutchen bewirkt wird. In unserem Arbeitsgebiet konnten Couches rouges nur an drei engbegrenzten Fundstellen nachgewiesen werden:

a) Im oberen Fimbertal südöstlich Davo Dieu, 2760 m [814,4/195,5] schalten sich in steilgestellten, tiefgrünen Ölquarziten des oberen Gault Linsen von blau-anwitterndem Kalk ein. Sie werden überlagert von geröllführenden, feinbrecciosen bis sandigen Gesteinsschichten, die ihrerseits in dichte, graue Mergelkalkschiefer von ca. 4½ m Mächtigkeit übergehen. Darüber setzen in raschem lithologischem Übergang die unruhigen Ablagerungen des Wildflysch ein.

b) Bis kopfgrosse, kristalline Gerölle aus vorwiegend grünem Tasna-Granit, eingebettet in feine Kalkbreccien oder Kalk, bilden das Hangende der hier verkehrt gelagerten, etwa 10 m mächtigen Couches rouges nordöstlich Fuorcla d'Lavèr, 2770 m [815,16/195,27].

c) Am Piz Davo Lais, eingeschaltet zwischen Gault und Flysch.

Nach unseren Feldbeobachtungen ist eine transgressive Auflagerung auf mittlere Kreide sehr wahrscheinlich, wenn diese auch nicht deutlich in Erscheinung tritt und ohne Diskordanzen erfolgt ist.

Dünnschliffuntersuchungen

Helle, verwaschene Aussparungen im dichten Kalk sind als rekristallisierte Foraminiferenschälchen anzusprechen ohne dass eine nähere Bestimmung möglich gewesen wäre. Der Grössenordnung (0,3–0,4 mm) und Form nach kommen Globigerinen oder ähnliche pelagische Kleinforaminiferen in Frage. Kleinere, kugelförmige Durchschnitte sind als Reste von Radiolarienskeletten zu deuten, die teilweise ihre Kieselsäure an die Grundmasse abgegeben und dafür Kalziumkarbonat aufgenommen haben.

Ausserdem treten in der dichten Grundmasse winzige, kugelige Gebilde von etwa $50\ \mu$ Durchmesser auf, wie sie von J. WANNER (1940) als einkammerige Foraminiferen von sphärischer bis ovoider Gestalt beschrieben und in die Familien der *Cadosinidae* und *Stomiosphueridae* zusammengefasst wurden. Der schlechte Erhaltungszustand erlaubte auch hier eine nähere Bestimmung nicht.

Die kalkig-tonige Grundmasse ist durchsetzt von kleinen Quarzsplittern und führt gelegentlich kleinere Feldspatkörner. Clivageerscheinungen machen sich auch noch im Dünnschliffbild bemerkbar.

Alter der Couches rouges

Da unsere rekristallisierten Gesteinsproben keine Altersbestimmungen zulassen, musste auf die Arbeiten von J. CADISCH (1932, 1941) zurückgegriffen werden, die aus dem Gebiet der südwestlichen Fensterecke bei Chaschlogna nördlich P. 2128 (hintere Val Tasna) folgende Organismen anführen: *Globotruncana linnei* (D'ORB.), *Globotruncana* cf. *appeninica* RENZ, *Nodosaria*, *Globigerinen*. Nach einem Vorschlag von F. BROTZEN (1936) wurde inzwischen die Bezeichnung *Globotruncana linnei* durch *Gl. lapparenti* BROTZEN 1936 ersetzt. J. CADISCH (1953) gibt neue und eine Präzisierung alter Funde von derselben Örtlichkeit bekannt: *Gl. lapparenti lapparenti*, *Gl. leupoldi* und *Gümbelinen*. Während *appeninica*-Typen für Cénoman und unteres Turon leitend wären (vgl. O. RENZ, 1936 und B. S. TSCHACHTLI, 1941), ist die Subspezies *lapparenti lapparenti* auf Turon bis Campanien, die *leupoldi*-Form auf Campanien und Maestrichtien, evtl. noch Palaeocaen beschränkt (H. BOLLI, 1944).

10. Flysch (inkl. Wildflysch)

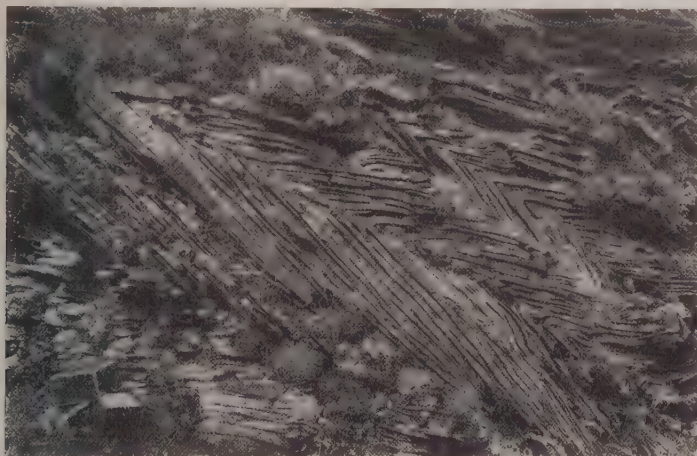
Mit dem Begriff «Flysch» bezeichnen wir im Unterengadin die über den Couches rouges liegenden jüngeren, sandig-kalkigen und tonigen, seltener psephitischen Gesteine der Tasna-Decke. Als breiter Gürtel monoton zusammengesetzter Schiefergesteine überlagert er die oberpenninischen Roz-Schiefer in konkordanter Lagerung, an der Basis von grösseren Massen tektonisch eingeschobener, recht verschiedenaltiger und -artiger Gesteine (Gipse, Rauhacken, Ophiolithe u. a. m.) begleitet. Eingeschaltet in die monotonen Schiefermassen treten in begrenzten Arealen dünne Lagen von quarzitischem, kalkigem und dolomitischem Material sowie Gerölle und grobe Blöcke von Fremdmaterial auf, wodurch die Schieferserie einen wildflyschartigen Charakter annimmt. Am Piz Davo Lais und am Piz Tasna ruht der Flysch teils älteren Schichtgliedern der Ardezer Schichtreihe auf, teils unterlagert er diese in Begleitung grösserer Serpentinmassen.

Der Übersicht halber muss etwas schematisch vorgegangen werden. Vorerst werden die tonigen und kalkig-quarzitischen sowie die psephitischen und psammitischen Gesteine besprochen, daraufhin die normal stratigraphisch eingeschalteten, für Flyschschiefer ungewöhnlichen Absätze (Radiolarite, dichte Kalke bis Radiolarienkalke, Quarzitschiefer). Zum Schluss wird der Gesteinsbestand des einsedimentierten, grobblockigen Wildflyschschuttes einer näheren Prüfung unterzogen. Tektonisch eingeschobenes Material (Gips, Rauhacke, Triasdolomite, Liasschollen usw.) wird hier nicht berücksichtigt.

a) Tonige und kalkig-quarzitische Schiefer in Wechsellagerung

Bei den basalen Flyschanteilen, mit denen wir es in unserem Untersuchungsgebiet zu tun haben, handelt es sich hauptsächlich um sehr feinschichtige Sedimente (Fig. 10). Wir nehmen von der lithologischen Besprechung dieser Schiefer

Abstand und verweisen, um Wiederholungen zu vermeiden, auf die Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe (p. 350), die in ihrem Gesteinshabitus mit feinschichtigem Flysch der Tasna-Serie völlig übereinstimmen. Fazielle Änderungen grösserer Bedeutung lassen sich in lateraler Richtung, von SW nach NE, nicht feststellen. Dies war ebenso wenig der Fall bei Begehungen in Richtung vertikal zum Streichen, soweit wenigstens das bearbeitete Gebiet reicht.



Phot. L. Kläy

Fig. 10. Quarzitischer Kalk- und Tonschiefer in cm- bis mm-feiner Wechsellagerung. Spitzgefalteter (Zickzackfalten mit ebenen Flügeln und scharfen Umbiegungen) unterostalpinen Flyschschiefer auf der rechten Talseite der oberen Val Fenga (NW Ils (Calcuogns, ca. 2500 m).

Sanft geneigte Talflanken (rechte Talseite der oberen Val Fenga), gerundete, kuppenartige Bergformen (Piz Val Gronda, 2811,7) und weite Geländedepressionen wie Zebblas charakterisieren die Morphologie dieser Flyschlandschaft. Zackige Gratformen (Höllenspitz, 2799) treten nur ausnahmsweise auf. Aufschlüsse sind im moränenbedeckten Gebiet selten oder nur auf dem Grund tiefeingeschnittener Runsen zu finden, die nur zur Zeit der Schneeschmelze oder bei ergiebigeren Regenfällen Wasser führen. Weite Flächen sind unter geringmächtigem Verwitterungsschutt verborgen.

Schon die frühesten, geologisch geschulten Reisenden erwähnen aus diesem Gebiet das massenhafte Vorkommen von Helminthoiden. Am N- und S-Grat des Paulinerkopfes sind diese 1–2 mm breiten, gerippten Lebensspuren auf den Schichtflächen sehr feinkörniger, mergeliger Sandsteinplatten gut zu studieren. Bis heute ist das Helminthoidenproblem ungelöst geblieben. O. ABEL (1935) schreibt: «Ich habe ein einziges Mal in der Mangrove-Zone von Batabano an der Südküste von Kuba rezente, helminthoidenartige Fährten beobachtet, konnte aber das diese Spur erzeugende Tier nicht ermitteln.» Während R. RICHTER (1927) in einem Anne-

liden den Erzeuger dieser oberflächlichen Abweidungsspuren vermutet, denkt ABER eher an Nacktschnecken. Fucoidenartige Gebilde und kreisrunde Wärzchen sind ebenfalls häufig und als Grabspuren von Würmern (*Chondrites* sp.) oder als Bauten tubikoler Anneliden zu deuten. Sie unterscheiden sich weder in der Färbung noch im Material vom Nachbargestein, heben sich lediglich durch ihre Körperlichkeit ab und sind spätere Ausfüllungen von vorher gebildeten Hohlräumen mit Sediment (vgl. J. WANNER, 1949).

Auf den Schichtflächen machen sich gelegentlich bis daumengrosse Wülste und sackartige Gebilde bemerkbar, die wohl als Fließmarken von unverfestigtem Schlick anzusprechen sind. Bildungen dieser Art mit parallel angeordneten Längsachsen, sind im Gezeitenbereich von Flachküsten (Wattenmeere) zu erwarten.

b) Breccien, Konglomerate und Sandsteine

Grobklastika

Breccien und Konglomerate sind über das ganze Flyschgebiet verteilt, ohne dass es zu einer lokalen Anhäufung käme. Meist sind es rasch aussetzende Lagen von einigen cm bis m Dicke, die vertikal immer wieder schlagartig einsetzen können (? Verschuppung). «Graded bedding» wurde nicht festgestellt, schwache Andeutungen sind aber vorhanden. Sehr grobes und feinkörniges Material liegt kunterbunt durcheinander. Kopfgrosse Gerölle bzw. eckige Bruchstücke liegen in schlechter Sortierung in sandigem Medium. Von Kleinzyklen ist keine Rede, gleichzeitige Schüttung von feinem und grobem Material charakterisiert diese Sedimentation von orogenem Typus. Die plötzlichen, groborogenen Einstreuungen lassen auf ruckweise Bewegungen im schuttliefernden Festland schliessen.

Da durchgehende Breccienhorizonte nicht aufzufinden sind, konnte die Herkunft der Komponenten auf Grund einer Korngrössenanalyse nicht ermittelt werden.

Am Südgrat des Paulinerkopfes, ca. 2670–2700 m, stehen einige geringmächtige Breccienlagen an, die seitwärts teils infolge tektonischer Ausquetschung, teils wohl auch infolge primären Fehlens rasch auskeilen. Auch auf der Westflanke dieses Berges wurden ähnliche, dünne Breccienlagen angetroffen. Sie gehen vertikal und lateral in Sandsteine, Sandkalke, kalkige Quarzite über, im Liegenden sind sie häufig durch vermutlich tektonisch akzentuierte, schwache Diskordanzen vom Flyschschiefer getrennt.

LITHOLOGIE

Die Breccien sind infolge ihrer grauen Farbe und ihren meist schiefriigen Habitus im Gelände kaum wahrnehmbar. Die Grundmasse ist ein mässig verschieferter, sandig-dolomitisch-kalkiger Sandstein, mit dünnen Serizithäuten auf den Schichtflächen. Bei der starken Rekristallisation sind oft im Dünnschliff Zement und feinere Komponentenfraktionen schwer zu unterscheiden, und das Hauptziel unserer Schliffuntersuchungen, eine Datierung mit Hilfe mikropaläontologischer Funde, blieb unerreicht. In dieser sterilen Matrix regellos eingebettet, stecken nun, schlecht sortiert in Richtung Gesteinsart, Grösse, Form, Rundung usw. Komponenten, die selten 1–2 cm überschreiten. Grössere Gerölle, manchmal bis faustgross, sind allgemein von einer weitgehenden Abrollung betroffen worden als die kleineren Bruchstücke. Kleine, eckige Gesteinssplitter neben vollkommen gerundeten, ei- bis apfelgrossen Komponenten sind häufig zu konstatieren. Ganz abgesehen davon, dass die morphologische Beschaffenheit der Komponenten von der

Gesteinsart und auch individuellen Eigenschaften wie Klüftung usw. abhängt, darf bei der Beurteilung der Absatzbedingungen und der Länge des Transportweges, mehrfach umgelagertes Gesteinsmaterial natürlich nicht berücksichtigt werden. Kantenscharfe Partikel sind für die Rekonstruktion des Ablagerungsvorganges wertvolle Indikatoren und vermitteln ein unverfälschtes Bild. Die petrographische Zusammensetzung der Breccienkomponenten ist ziemlich einformig:

Kalke. Am häufigsten, dichte bis grobkörnige Varietäten, zum Teil mit pseudoolithisch-onkoidischer Struktur (oberostalpinen Rhät?). Die feinkörnigen enthalten gelegentlich unbestimmbare organische Reste (darunter fragliche Ostracodenschälchen) und helle Aussparungen, die zweifellos einst vorhanden gewesener Radiolarien entsprechen. Sandkalke, Kieselkalke.

Dolomite. Häufig, gewöhnlich von limonitischer Rinde umkrustet, frisch grau, gelblich verwitternd. Korngrösse variiert stark, kalkige Typen treten auf.

Quarzite, Serizitquarzite und -schiefer. Mengenmässig stark zurücktretend. Feinkörnige, limonitisch pigmentierte und grobkörnige, reine Quarzite, mitunter pyritführend. U.d.M. sehr feinkörnige Gesteine stellen Hornsteine dar (ohne Radiolarien). Tiefgrüne Abarten können unterostalpinem «Gault» zugeordnet werden.

Quarze. Ziemlich häufiger Gemengteil. Milchige und glasisg-durchsichtige, meist gerundete Gerölle. Seltener rosa gefärbt.

Serizitische Tonschiefer.

Diabase mit ophitischer Struktur (Plagioklaleistchen in chloritischer Zwischenklemmasse), nur vereinzelt auftretend.

Quarz- und Feldspatporphyre. Helle und hellgrünliche Varietäten, ziemlich häufig.

Dünnschliff: In feinkörniger mikrofelsitischer bis mikrogranitischer Grundmasse aus Quarz und Feldspat schwimmen idiomorphe Einsprenglinge von mehrheitlich einheitlich auslöschendem, selten kataklastischem Quarz mit undulöser Auslöschung und serizitisiertem, stark zersetztem Plagioklas. Orthoklas fraglich. Etwas Muskowit. Akzessorisch sind Hämatit, ?Magnetkies, Pyrit, sekundär Chlorit, Serizit, Calcit in grossen Rhomboedern. Die Quarze zeigen nicht selten Dihexaederform und sind durch Resorption gerundet und magmatisch korrodiert. Randliche Einstülpungen fehlen nicht.

O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und F. SPAENHAUER (J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER, 1941) beschreiben analoge Gesteine aus dem Tasna-Kristallin. Zweifellos entstammen die 4 untersuchten Gerölle der von J. CADISCH (1941) postulierten Granitschwelle, die den unterostalpinen, kretazischen Sedimentationsraum unterteilte. Die Gesteinsproben gehören der geringen Schwankungsbreite von Mineralbestand und Struktureigenschaften zufolge derselben Gesteinsgruppe (dachnahe, porphyrische Randfazies oder Ergüsse und Gangnachschiebe eines Granitstockes) an. Wiederaufarbeitungsprozesse (auf sekundärer Lagerstätte) sind jedoch nicht ausgeschlossen.

Nach der Nomenklatur von P. Niggli (1952) sind diese grobklastischen Sedimente als heteroklastische, gelegentlich polymikte, «kalkig-quarzitische Quarz-Dolomit-Kalkbreccien» zu bezeichnen. Je nach Anteil der Gesteinsarten im Bindemittel, resp. in der Matrix und im Grobdetritus ist der Gesteinsname nach diesem Autor zur variieren; doch dürfte für unseren speziellen Fall die obige Zusammensetzung dem Durchschnitt entsprechen.

Im Bachbett des kleinen NE gerichteten Tälchens nordöstlich Piz Val Gronda, 2610 m (Vesil, Tirol) bildet ein grobes Konglomerat mit Komponenten bis 35 cm Durchmesser, das gegen das Hangende rasch in feinere Fraktionen übergeht, eine 1,4 m starke, massige, nur auf einige m sichtbare Gesteinsbank. Ähnlichen Gesteins-

inhalt weisen einige schlecht aufgeschlossene Vorkommen auf Zebblas (oberstes Samnaun) auf, alle an die Basis des unterostalpinen Flysch gebunden. Als auffallendste Merkmale sind diesen unzusammenhängenden Gesteinskomplexen, die wir auf Grund der geologischen Lagerung und des Gesteinsinhaltes als *polygene Transgressionskonglomerate* der Flysch-Serie auffassen, der bunte Gesteinshabitus, der Reichtum an kristallinen Geröllen und deren vollkommene Rundung (eckige Fragmente fehlen aber nicht) gemeinsam.

Eine qualitativ-quantitative, geröllkundliche Bearbeitung der Flysch-Konglomerate und deren paläogeographische Auswertung bleibt Aufgabe zukünftiger Untersuchungen. Geröllstudien werden uns gestatten, die zu dieser Zeit bestehenden Sedimentationsräume und Lieferungsgebiete näher zu erfassen und den Bewegungsablauf der alpinen Gebirgsbildung auch für diesen Alpenquerschnitt besser zu verstehen. Warum fehlt z. B. in diesen Flyschhorizonten Silvretta-Ötztal-Kristallin?

Sandsteine

Sie sind stärker verbreitet. Massige Bänke sind selten, gewöhnlich ist das graue Gestein schiefrig und zerfällt blättrig. Bei Abnahme der Korngrösse und Einschaltung von tonigem Material findet ein allmählicher Übergang zu den feinschichtigen, wechsellagernden quarzitischen Kalk- und Tonschiefern statt, zum Teil treten kalkige Quarzite (epimetamorphe Quarzsandsteine) und Sandkalke auf. Da es sich vorwiegend um quarzitische (d. h. mit quarzreichem Bindemittel) Quarz-Dolomit-Sandsteine handelt, deren Zement zudem umkristallisiert ist und serizitisiert wurde, haben wir, da eine mikropaläontologische Altersbestimmung nicht zu erhoffen war, es bei einigen orientierenden Gesteinsschliffen bewenden lassen. Klastische Sedimente mit vorwiegend quarzitischer, kalkarmer Grundmasse und dolomitischen Komponenten weisen selten Schalenreste auf.

MIKROSKOPISCHE BEOBACHTUNGEN

Korngrösse und Zusammensetzung der Komponenten wechseln rasch von Handstück zu Handstück. Feldspatkörner (Plagioklasse) stellen sich ein; Arkosesandsteine treten nicht auf. Grünlich gefärbte Sandsteinvarietäten führen oft reichlich Chlorit. Durch Sammelkristallisation formen sich kleine Dolomittrümmer zu gewöhnlich eischüssigen Dolomithomboedern um, ein Vorgang, der u. d. M. sukzessive verfolgt werden kann.

Erwähnt sei hier noch der Fund eines winzigen Echinodermenbruchstückes, dessen ferritisch imprägnierte Gitterstruktur (vermutlich aufgearbeitet) gut erhalten geblieben ist. Ohne Leitwert.

Bekanntlich lassen sich im frischen Bruch psephitischer und psammitischer Gesteine Foraminiferenreste selten wahrnehmen. Das Augenmerk wurde deshalb besonders auf die Anwitterungsfläche gerichtet, eine Methode, die bei kalkarmen Breccien und Sandsteinen versagt. Frisch gebrochene Handstücke wurden deshalb im Feld mit stark verdünnter Salzsäure kurz behandelt. Im Institut wurden die gesammelten Gesteinsproben angeschliffen, mit der Binocularlupe abgesucht, kurz angeätzt und erneut untersucht. Zufällige Dünnschliffe sind von geringem Wert, ergeben aber Aufschluss über den Grad der Rekristallisation von Bindemittel und Komponente.

c) Normalstratigraphische Einlagerungen im Flyschschiefer

Radiolarite

J. CADISCH (1941) stellte erstmals grüne, tonige und kieselige Schiefer mit Lagen von Radiolarit auf Grund von lithologischen Übergängen zur Flyschserie. Jaspislagen treten gegenüber den roten Tonschiefern («Radiolaritschiefer») zurück. Eigentliche rote, unzweifelhaft radiolarienführende Radiolarite werden erwähnt. Unsere eigenen Begehungen führten zu folgenden Ergebnissen.

GEOLOGISCHES VORKOMMEN

a) Rechte Talflanke des Fimbertales, 700 m nordöstlich Heidelberger Hütte, in Bachrunse, 2400 m. Schlecht aufgeschlossen stehen hier rotviolette, brecciöse Radiolarithornsteine, von Erzschnüren durchadert mit einigen cm Mächtigkeit an. U.d.M.: Das Kieselskelett dieser marinen Protozoen ist noch zu erkennen, die Dimensionen der hellen Aussparungen in dem durch braunrotes, ferritisches Pigment verdecktem, feistkörnigem Quarzaggregat schwanken zwischen 0,05–0,25 mm (runde oder leicht gepresste Durchschnitte. Vorwiegend Spumellarien). Das Erz reflektiert stahlgrau bis eisengrau, ist etwas bunt angelaufen und bis auf Reste zu einer amorphen, braunen Masse zersetzt. Es liegt Hämatit vor und nicht ein Manganerz wie anfänglich vermutet wurde. Halbquantitative Bestimmung von Mangan: Der Radiolarit wurde samt Erz vermahlen, Mangan mit Kaliumjodat zu Kaliumpermanganat oxydiert und kolorimetrisch mit Standardlösungen bestimmt. Die Analyse ergab 0,27 Gew. – % Manganoxyd (entsprechend 0,21% Mangan).

Die Mangananreicherung in unserem Radiolarit liegt, verglichen mit anderen schweizerischen Vorkommen (J. JAKOB, 1925), eher unter dem Mittel. Vgl. auch P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER (1930).

b) 100 m südwestlich P. 2752, in einer Mulde zwischen Piz Val Gronda und Spi da Chöglias. Lose, blutrote, randlich verschiefterte und serizitisierte, schwach kalkige Radiolarite und weinrote, tonige Schiefer durchsetzen gemeinsam mit grünen Schiefen (spilitische Gesteine) den monoton zusammengesetzten Schutt, der sicher durch Verwitterung des Untergrundes an Ort und Stelle gebildet wurde. Im Dünnschliff sind massenhaft Radiolarienreste sichtbar.

c) Nördlich Zebblasjoch, ca. 2600 m, in einer Runse, die sich Schneeschmelzwässer im weichen Moränenschutt gegraben haben, wurde ein loser, von weissen und grünen Äderchen durchzogener Radiolaritgesteinsbrocken gesammelt. Im Dünnschliff fehlen neben massenhaft auftretenden, elliptischen, mechanisch deformierten Radiolarianskeletten mützen- und helmförmige Durchschnitte. Staubartig feinst verteiltes, ferritisches Pigment verdeckt die Grundmasse, die von mit Quarz, Kalzit und Chlorit erfüllten Rissen durchzogen wird.

d) Fundort: Bergli, oberstes Samnauntal, in einer Geländemulde südlich Inner Viderjoch. Loses Gesteinsstück, eine Zufuhr durch glazialen Transport ist infolge Höhenlage ausgeschlossen. Es handelt sich um ein rotes, dichtes, extrem zähes Kieselgestein, das makroskopisch ohne weiteres als Radiolarienhornstein angesprochen würde. U.d.M. sind Radiolarianspuren nicht nachweisbar. Schon im Handstückbereich können aber in einem Radiolarit, wie E.F. Davis (1918) demonstrierte, sterile Gesteinspartien mit fossilreichen wechseln.

Anstehend sind diese selten auftretenden, wenige Zentimeter mächtigen Radiolaritlagen von uns nur im Fimbertal gefunden worden, sie sind aber über den ganzen untersuchten Flyschgürtel verbreitet. Konkordant im schiefrigen Gestein eingebettet, sind diese interessanten Gesteine infolge fast lückenloser Schuttüberlagerung des Felsuntergrundes horizontal nicht zu verfolgen. Häufig treten sie mit Spiliten vergesellschaftet auf. Die leuchtend blutroten bis dunkelrotvioletten, dichten, opaken Gesteine lassen sich im Felde schon mit der Lupe identifizieren. Weisse und grünliche Durchaderungen und Klüftchen der spröden, scharfkantig brechen-

den Gesteine sind auf mechanische Beanspruchung und Verheilung durch sekundären Lösungsumsatz zurückzuführen.

U.d.M.: Fortsätze und Stacheln fehlen den Radiolarienskeletten fast vollkommen. Bei einzelnen Exemplaren ist die Gitterung noch erhalten geblieben, mehrheitlich sind die feinen Strukturen des Kieselsäureskelettes ausgewischt worden. Von einer näheren Bestimmung wurde infolge des schlechten Erhaltungszustandes abgesehen. Radiolarite sind bis heute (eine kritische Revision der Klasse drängt sich auf) ohne nennenswerten Leitwert geblieben. Nach der Systematik von E. HAECKEL, die noch heute im Gebrauch ist, gehören die untersuchten Proben zur Unterordnung der *Sphaeroidea* (*Spumularien* mit sphärischen Schalen). Eine nähere Einordnung war infolge fortgeschrittener Rekristallisation, bei der die feinen Verzierungen und Fortsätze als erstes zum Opfer fallen, nicht empfehlenswert. Nasselarien mit axialem Bauplan sind nicht beobachtet worden. Bei Dünnschliffuntersuchungen sind, um Irrtümer zu vermeiden, orientierte Schnitte unumgänglich. Ellipsoidische Durchschnitte sind, falls deren Längsachsen mehrheitlich parallel verlaufen, als deformierte kugelige Schälchen zu betrachten.

Eng verknüpft sind diese Radiolarienhornsteine mit weinroten, grünen, tonigen und quarzitischen Gesteinen. Diese Gesteinsassoziation ist in terrigene Absätze (Breccien, Sandsteine, sandige Kalkschiefer, Tonschiefer) eingeschaltet und weist, vergleichen wir sie mit Radiolaritvorkommen anderer Flyschgebiete, z. B. mit denen der Simmendecke (B. CAMPANA, 1943), eine überraschende Ähnlichkeit auf. Sogar helle, grünliche und rosagefärbte, aptychenkalkähnliche Kalkschiefer sind, angrenzend an die Radiolarite, zu konstatieren.

Im übrigen verweisen wir auf die vergleichende Bearbeitung dieser sog. Tiefseesedimente (Radiolarite, Aptychenkalke usw.) von H. GRUNAU (1947), der ihre Assoziation mit detritischen Absätzen einer kritischen Prüfung unterwirft. Gesetzmässige genetische Zusammenhänge zwischen submariner Förderung ophiolithischer Magmen spilitischer Zusammensetzung und vulkanischen Tuffen diskutierte E. WENK (1949) auf breiter hydrogeologischer, petrochemischer und biologischer Grundlage. Für die meisten Schweizer Radiolaritvorkommen ist diese Arbeitshypothese infolge des zeitlichen Hiatus zwischen Radiolaritbildung (Oberjura) und oberkretazischer Spilitförderung andererseits nicht anwendbar (H. GRUNAU, 1947). R. A. SONDER (1947) legt hingegen das Hauptgewicht seiner Betrachtungen auf die Alimentation von Meeresbecken. Abgeschlossenheit durch tektonische Barrieren oder grosse Landferne, die zufällig mit grosser Meerestiefe zusammenfällt, geben nach diesem Autor zur Bildung sog. Mangersedimente (defizitäre Sedimentation) Anlass. Die häufige Vergesellschaftung mit Radiolarienkalken eröffnet uns einen weiteren Problemkreis. Die Sedimentationsgeschwindigkeiten von Flyschmassen und Radiolaritgesteinen sind extrem verschieden.

Alter der Radiolarite. Nach unserem Feldbefund sind sie normal stratigraphisch eingelagert und gleichalt wie der Flysch.

Helle, dichte Kalkschiefer, z. T. radiolarienführende Kalke bis Radiolarienkalk

Diese für Flyschschiefer ebenfalls ungewöhnlichen Gesteine wurden einer eingehenden Prüfung unterzogen, da mit Hilfe dieser an Calpionellen- und Aptychenkalke erinnernden Gesteine eine Altersbestimmung erhofft wurde.

Fundorte. Neben vielen losen Gesteinsstücken auf Zebblas und an den Hängen des Fimbertales bei Ils Gips wurden, was in dem aufschlussarmen Gebiet nicht so

einfach war, auch einige anstehende Schichten angetroffen. (Pischa, Siegfriedkarte, 2410 m; 400 m nördlich Zebblasjoch auf 2535 m u. a. Fundorte.)

Die Schichten liegen konkordant im Flysch.

Mikroskopische Untersuchung: Lichte Aussparungen von Radiolariengrösse in dichter, kalkiger Grundmasse wurden verschiedentlich gefunden. Eine Gesteinsprobe von Zebblas ergab schlussendlich die reichliche Anwesenheit von sekundär verkalkten Radiolariengerüsten in dem sehr feinkörnigen ($< 0,01$ mm Korndurchmesser), von wenigen Quarzkörnchen durchspickten Kalzitaggregat.

Wie bei den Radiolariten ist eine normalstratigraphische Einlagerung anzunehmen. Eine Verwechslung mit Couches rouges ist makroskopisch leicht möglich.

Grüne, quarzitische Schiefer bis Quarzite und grüne Tonschiefer

Geringmächtige Einlagerungen von quarzitischen Gesteinen wurden in den basalen Teilen der eintönigen Flyschbildungen öfters festgestellt. Sie liegen zum Teil konkordant als grüne, speckig glänzende Bänkechen von einigen Zentimeter Dicke im Flysch, zum Teil sind es massig texturierte Gerölle, die isoliert im zurückwitternden Schiefer eingebettet sind. Bei den letzteren Vorkommen handelt es sich um unter dem Gebirgsdruck gebohrstene (Phakoide), primär dem Flysch eingeschaltete, spröde Gesteinsbänke. Nicht ausgeschlossen ist dagegen, dass teilweise auch einsedimentiertes Blockmaterial infolge rotierender Bewegung Geröllform annahm.

Es sind also zwei mögliche Fälle zu berücksichtigen:

a) Ursprünglich normal stratigraphisch eingelagerte Schichten, zum Teil infolge verschieden mechanischen Verhaltens zu linsigen Körpern umgeformt. Gleichaltrig wie Flysch.

Wie einige Dünnschliffe ergaben, gingen diese grünen, serizit- resp. muskowitz-chloritführenden, gelegentlich limonitisch imprägnierten Quarzite bis Quarzitschiefer aus fein- bis feinstkörnigen Quarzsandsteinen hervor. Der Quarz ist graduell verzahnt.

Nach den beobachteten lithologischen Übergängen zu Serizithalphylliten, resp. epimetamorphen Tonschiefern, die ihrerseits wieder mit Sandkalken wechselagern, sind diese Quarzitschiefer zur Flyschserie zu rechnen.

b) Einsedimentiertes Fremdmaterial, zu tektonischen Geröllen deformiert.

Dünnschliffuntersuchung eines tiefgrünen, schwach kalkigen, hellgrün anwitternden Ölkwarzites von Fenga pitschna, südlich Piz Val Gronda: E senschüssiger, chloritisch-kalzitischer Zement bindet in spärlichen Mengen eckige, homöoklastische, im Durchschnitt 0,2 mm messende Quarzkörner und einige kleine Biotitschuppen.

Die ausserordentlich gute lithologische Übereinstimmung mit reinen Quarziten des «Gault» der Ardezer Schichtreihe erlaubt den Schluss, dass es sich um Wildflysch-Einschlüsse handelt.

Geringmächtige Lagen grüner Tonschiefer finden sich allenthalben in die kalkig-sandig-quarzitischen Schichten eingebettet, stellenweise zu einigen dm anschwellend. Sie sind heute an keine bestimmten Horizonte gebunden.

d) Einsedimentiertes Fremdmaterial im Flysch (Wildflysch)

Es ist oft schwierig, wenn nicht unmöglich zu entscheiden, ob das Fremdmaterial tektonisch oder sedimentär in den Flyschschiefer hineingelangt ist. Bei grobblockigem, kantigem Gesteinsschutt kommt eine Zufuhr auf tektonischen

Gleitbahnen nicht in Frage. Ist der Gesteinsinhalt der Einschlüsse sehr variabel wie es hier der Fall ist, so spricht dies ebenfalls für sedimentären Absatz, sei durch submarine Rutschungen, sei es durch gewöhnliche Aufarbeitung beim progressiven Vormarsch des Flyschmeeres. Es gelten hier jene Überlegungen, die H. P. CORNELIUS (1927) am Beispiel tektonischer Breccien eindrücklich darlegt.

Wildflysch wird von J. CADISCH (1953) als «eine kretazische bis tertiäre Gesteinsvergesellschaftung orogener Fazies, die aus einem mergelig bis tonigen Grundgestein besteht, welches meist Bänke von kalkigem, sandigem oder quarzitischem Material sowie Gerölle verschiedener Art eingelagert enthält» definiert, eine Erweiterung des Begriffes von F. J. KAUFMANN (1886) auf alle alpinen Vorkommen.

Schon 1926 wurde von J. CADISCH Wildflysch in Gestalt schwarzer, glimmerführender Tonschiefer, Sandsteine, Quarzite, Breccien und grüner Tonschiefer mit eingeschlossenen Geröllen aus Granit, Quarzit etc. aus dem Unterengadin Fenster signalisiert.

An folgenden Stellen kartierten wir wildflyschartige Blockanhäufungen:

1. Auf der NW-Seite des Tälchens östlich Piz Val Gronda (Tirol),
2. Auf der N-Seite des Fimberpasses, einige m nordöstlich der tiefsten Einsattelung und auf dem Grat von Ils Calcuogns,
3. Im obersten Fimbertal, südwestlich P. 2382, im schluchtartigen Bacheinschnitt, der von N nach E verläuft,
4. Auf dem Grat Spi d'Ursanna, südwestlich P. 2885,1 und
5. Auf der S-Seite des Grates zwischen Fuorcla d'Lavèr und Fuorcla davo Lais (Siegfried-Karte in der hinteren Val Lavèr).

Wie die geologischen Vorkommen (1-3) erkennen lassen, ist der Wildflysch auf die den Roz-Schiefern direkt aufliegenden Flyschanteile beschränkt. Bei Davo Dier oberstes Fimbertal [814,5/195,4] transgrediert der Wildflysch mit einer schwächeren Lage von in einem tonigen Grundgestein eingebetteten Quarzitgeröllen direkt auf «Gault» (Ölquarzite des oberen «Gault»), bei 5. sind die oberkretazischen Mergelkalke infolge stratigraphischer Aufzehrung nur mehr rudimentär vorhanden.

Das hervorstechendste Merkmal dieser Gesteinsassoziation ist die weite horizontale und an keine bestimmte Niveaus gebundene Streuung der Einschlüsse, wodurch der ganze Gesteinskomplex einen sehr unruhigen Aspekt erhält. Sie ist sicher nicht tektonischer Natur, d. h. durch mechanische Vermengung entstanden. Dafür ist das kalkig-tonige Grundgestein zu sehr intakt geblieben. Für die Entstehung aus geschwänzten, ellipsoidischen bis kugeligem Gebilde dürfte nachträgliche tektonische Durchbewegung von ursprünglich scharfkantigem, einsedimentiertem Blockmaterial vollausreichen. Eine Unterscheidung in tektonisch eingeschleppte Schichtpakete und sedimentär abgelagerten Blockschutt wird dadurch weitgehend verunmöglicht. In der Literatur finden sich zahlreiche Hinweise über Bildungsmöglichkeiten von Wildflysch, auf die wir hier nicht näher eingehen können.

Neben vermutlich wiederaufgearbeitetem Flyschmaterial (Sandkalke, Sandsteine und Breccien, dichte Kalke, Quarzite usw.) wurde folgendes allothogene Gesteinsmaterial festgestellt:

1. Violette und grüne, grobkörnige Sandsteine und Feinbreccien (unterostalpine Permowerfénien); weisse, kalkfreie Quarzite (? Ladiser Quarzite),
2. Hellgelbliche und rauchschwarze Dolomite (vermutlich triasischen Alters),

3. Liasgesteine von Steinsberger-Typus,
4. Polygene Breccien und kalkige Grobsandsteine (Tristelschichten sehr ähnlich),
5. Dunkelgrüne Quarzite, Ölquarzite, quarzitisches, dunkelbraun verwitternde Quarzgesteine, zum Teil wenigstens sicher dem «Gault» der Ardezer Schichtreihe entstammend,
6. Dichte, blassrote Mergelkalke, fossiler (? Couches rouges),
7. Linsen aus Spilit, zum Teil als sedimentär aufgearbeitetes Eruptiv, zum Teil wahrscheinlich primär eingelagert.

Als wichtiges Ergebnis unserer Untersuchung ist die unterostalpine Herkunft der grobblockigen Wildflyscheinschlüsse festzuhalten. Eine genauere Inventarisierung bleibt Aufgabe späterer Bearbeitung.

e) Ophiolithe

Die im Flysch der Tasna-Decke eingeschalteten, splitischen Diabase werden auf S. 445 behandelt.

FAZIESVERGLEICHE

Der untersuchte Gebirgssektor liegt in der direkten Fortsetzung der Tasna-Decke, deren Schichtserie nach J. CADISCH (1953) in den älteren Horizonten grosse Übereinstimmung mit der Err-Bernina-Decke und mit der Aroser Zone, in den jüngeren Schichtstufen mit der Falknis-Sulzfluh-Decke des Rhätikon aufweist. Unsere Gesteine stimmen mit denen der südwestlichen Fensterecke überein.

Kürzlich zog W. MEDWENITSCH (1954) nach einer detaillierten Aufnahme der unterostalpinen Schichtfolge am Nordwestrand des Fensters Vergleiche mit Nachbarserien, u. a. mit der Tasna-Serie, bei der MEDWENITSCH nur schwache Analogien mit seiner «Prutzer-Serie» (unterostalpine Schichtreihe in der nordöstlichen Fensterecke) konstatierte. Es ist hier allerdings darauf hinzuweisen, dass bei Prutz (Tirol) ältere Gesteinsarten (Quarzphyllite mit eingelagerten Eisendolomiten, Quarzite, verschiedene Triashorizonte, Rhät und Jura) fast allein am Aufbau der unterostalpinen Zone beteiligt sind, Kreidebildungen und Flysch sozusagen fehlen. Nach unserer Auffassung dürfen gültige Faziesvergleiche nur gezogen werden, wenn beide Schichtfolgen einigermassen vollständig sind und zeitlich sich entsprechende Schichtstufen vorhanden sind. Auf Grund stratigraphischer Vergleichsmomente ergibt sich nach diesem Autor für die Prutzer Serie eine Äquivalenz mit der Aroser Schuppenzone, im Osten mit dem Tarntaler Mesozoikum (westliche Lungauriden) und der Matreier Zone (südliches Tauernfenster).

ZUR PALAEOGEOGRAPHIE DES UNTEROSTALPINEN FLYSCHABLAGERUNGSRRAUMES

Den von der Tasna-Decke am Piz Davo Lais und in der hinteren Val Lavèr überfahrene Wildflysch fassen wir als unterostalpinen Vortiefenflysch auf. Zu Beginn des alpinen Zusammenschubes ist dieser unmittelbar nördlich des unterostalpinen Inselkranzgebirges (sich abzeichnende Stirn der Tasna-Decke) zur Ablagerung gelangt, teilweise greift er, wie seine transgressive Auflagerung auf «Gault» und Couches rouges in der Piz Lavèr-Gruppe erkennen lässt, auf ältere Glieder der Ardezer Schichtreihe über.

B. TEKTONIK

Im NW und N unseres Arbeitsbereiches wird der oberpenninische Schieferkomplex in einem weitausholenden Bogen von einer mächtigen, eintönigen Flysch-Serie sandig-kalkiger und toniger Gesteine überlagert, die bei völliger Konkordanz eine aus wechselvollen Gesteinen bestehende Basis aufweist. Verrucanoartige Konglomerate und Sandsteine, Triasgipse und Rauhwacken nebst Ophiolithen in grösseren und kleinern Massen begleiten die Schubfläche der Tasna-Decke. Innerhalb der Flyschmassen müssen, wie Detailprofile und die vielen isolierten Gipsvorkommen anzeigen, intensive Verschuppungen angenommen werden.

Im W legt sich in der Gebirgsgruppe Piz Tasna Piz Lavèr-Piz Davo Lais durch ein gegen NE ausdünnendes Serpentinlager und streckenweise durch Flyschschiefer unterostalpinen Abkunft vorerst noch getrennt -- eine verfallene und verschuppte, von fraglichem Neocom bis in den Flysch reichende, unterostalpine, mit der Tasna-Decke in Zusammenhang stehende Schichtserie auf die penninischen Roz-Schiefer.

Die einzelnen Gebietsabschnitte werden der Reihe nach von SW nach NE besprochen.

1. Die Gebirgsgruppe Piz Tasna Piz Lavèr Piz Davo Lais (Taf. III, IV und V)

Von der südwestlichen Fensterecke streicht die Tasna-Decke als breite Zone zu beiden Seiten der Val Tasna und Val Urschai in das obere Fimbertal hinein. Auf Blatt 420 Ardez des «Geologischen Atlases der Schweiz» (1940) ist der südöstliche Teil dieser unterostalpinen Rahmenzone dargestellt und in den zugehörigen Erläuterungen (1941) beschrieben worden. Zwischen dieser sorgfältigen Kartierung im SE und unseren Aufnahmen im Raum nordöstlich des Piz Tasna klafft eine Lücke, die in den Bereich der Atlasblätter 421 Tarasp und 417 Samnaun fällt. Die Ergebnisse der laufenden Untersuchungen dieses Gebietsstreifens können hier nicht berücksichtigt werden.

Als Unterlage der unterostalpinen Schubmasse fungieren auf der Ostseite des Piz Tasna ein Flyschpolster von wechselnder Mächtigkeit, ein kleines, schlecht aufgeschlossenes Gipslager nordwestlich Mot und eine rasch absetzende Serpentinmasse, die im SW mit der enormen Ophiolithintrusion des Piz Nair und der Fuorcla Champatsch in Zusammenhang steht. Nach den Lagerungsverhältnissen zu urteilen, ist der Serpentin hier syntektonisch längs einer tektonischen Naht eingedrungen, seine «mise en place» wäre damit jünger als die der spilithischen Ophiolithe der Flyschschiefer im Liegenden der Tasna-Decke (vgl. p. 449). Im Hangenden des Serpentin wurden neben einer grössern Scholle einige nur wenige Meter grosse Linsen von Tasna-Granit als tektonische, von der kristallinen Unterlage des Unterostalpins abgesplitterte Schürflinge notiert. Als ausgedehnte Basalplatte nimmt das Tasna-Kristallin im Gebiet der vorderen Val Tasna bis Alp Laret einen breiten Geländestreifen ein und ist hier, wie Einlagerungen von sedimentären Schichtgliedern beweisen, von sekundären Schubflächen durchsetzt (J. CADISCH, 1941). Bei Mot (hintere Val Lavèr) sind isolierte, diabasische Gesteine (Spilite und Variolite) primär den kalkig-tonigen Flyschschiefern eingeschaltet. Ausserdem wurden einige grössere Schollen von marmorisierten Tristelkalken kartiert, die als mit-

verfrachtete, von den basalen Tristelschichten abgesprengte Schubspäne zu betrachten sind.

Alle diese stratigraphisch in anomalen Verband stehenden Felsarten verschiedener Herkunft setzen am Südende des Seeleins östlich P. 2718 aus, so dass in der Folge die Tristelschichten der Tasna-Decke unmittelbar auf die hochpenninische Zone zu liegen kommen. Die langgestreckte Form dieses Seeleins und dessen relativ tiefe Einkerbung ist tektonisch motiviert. In schwachen, wellenförmigen Verbiegungen von lokaler Bedeutung steigt die Basisfläche des Unterostalpins rasch zur Spi d'Ursanna auf – hier noch einmal von Flysch von Wildflysch-Charakter und splititischen Einschaltungen begleitet – und sinkt anschliessend in das obere Fimbertal ab.

An der Spi d'Ursanna stellt sich eine tektonische Komplikation ein, indem eine kleine Schuppe sandig-kalkiger Gesteine der oberpenninischen Serie in unterostalpine Schichtglieder eingeschoben ist (siehe Taf. III und V).

Im Gelände konnten die Bewegungsflächen in einzigartiger Schönheit durch tektonisierte, einige Dezimeter bis Meter breite, und durch zirkulierende Wasser verfärbte Gesteinsverbände (tektonische Breccien und Rutschharnische) verfolgt werden.

Am Ostabfall des Piz Tasna folgt über dem Serpentin und den von uns ins Neocom gestellten Tonschiefern eine mächtige Folge von Tristelschichten. Nach einer prächtigen Rückfalte zieht das Urgo-Aptien nordwärts und bildet am Piz Lavèr und Piz Davo Lais eine Art Unterbau, über den eine eng verfaltete Folge von Gault-, Couches rouges- und Flyschgesteinen an einer sekundären Schubfläche nach NE hinweggeschoben wurde.

Diese Verschuppung steht im untersuchten Gebietsabschnitt nicht vereinzelt da. Fuorcla Davo Lais (Siegfried-Karte) und Fuorcla Lavèr sind längs einer solchen Störungslinie eingeschnitten. Auf dem Südgrat des Piz Lavèr wurden drei ähnlich gerichtete Aufschiebungen beobachtet. Im gesamten sind hier bis an die Basis des Unterostalpins an der Spi d'Ursanna mehr als 10 solche Schuppen oder Lamellen zu zählen. Überall ist die Bewegung, soweit festzustellen war, in Richtung ENE bis NE erfolgt. An der Fuorcla Davo Lais, 2807 m, ist eine grössere Tristelkalkscholle an der Bewegungsbahn emporgerissen und in den hangenden Gault verschleppt worden. In der nordwestlichen Fortsetzung der vermuteten Verschuppungsfläche ist ein Flyschpaket mit diabasischen Ophiolithen und einem ?tektonischen Lias-Schubspan in die Gaultgesteine eingepresst. Zudem treten hier als sehr bezeichnendes Indiz Rauhacken auf. Starke Gehängeschuttentwicklung in den Mulden, die oft mit Störungszonen identisch sind, erschwert die Klärung der Tektonik und die Sicherstellung vermuteter Zusammenhänge.

Die Innenstrukturen der verschiedenen Schuppen weichen voneinander ab, können aber durch Verschiebungen und geringe Drehungen ineinander übergeführt werden. Im Detail ist die Tektonik ausserordentlich kompliziert. Eine ins einzelne gehende Aufnahme und Darstellung der Ostseite des Piz Davo Lais wäre eine äusserst reizvolle Aufgabe, musste aber aus Zeitgründen unterbleiben.

Im grossen ganzen bildet die Tasna-Decke hier eine nach NNW vergierende, liegende Antiklinale, in deren Hangendschenkel die Gault- bis Flyschschichten über einer starrereren Unterlage aus Tristelschichten zusammengeschoben wurden (Taf. IV). Die Faltenachsen der einzelnen verschuppten Segmente dieser liegenden Falte

streichen WSW bis SW mit einem gegen den oberostalpinen Fensterrand gerichteten Achsialgefälle von ca. 15–30°.

Schwieriger zu interpretieren ist der Gebirgsbau am Piz Lavèr, 2984 m und am SW-NE verlaufenden Grat bis zur Fuorcla Lavèr. Im E liegen Gaultgesteine synklynal in einer Mulde aus Tristelschichten, am Gipfel selbst unterlagern Tristelschichten die Gaultgesteine der Gipfelpartie. Von S her sind einige Gleitbretter aus Sandsteinen und Quarziten der Gaultstufe an diese Synklinale angeschoben worden.

Ursprünglich lag allem Anschein nach eine einfach gestaltete Gesteinsplatte von kretazischen bis tertiären Gesteinen vor, die sekundär verfaultet und verschuppt wurde. Nördlich der Breiten Krone, 3079 m und des Piz Lavèr streichen einige Verbiegungen ungefähr N–S. Am einfachsten lässt sich diese Abweichung durch ein Abschwenken einzelner Schollen resp. Schuppen im Sinne gegen den Uhrzeiger erklären. Der markante Diabaskopf südwestlich Davo Dieu [811,6/195,2] scheint auf einer dieser Schwächezonen zu liegen. Solange die unmittelbar nordwestlich angrenzenden Gebiete im Fimbertal nicht genauer kartiert sind, bleibt unsere Deutung ein Versuch. Bei Aua Naira (oberstes Fimbertal) endet der vom Neocom bis in die obere Kreide reichende, zusammenhängende Anteil der Tasna-Decke als eine von Flysch ummantelte Deckenstirn. Von hier ab gegen N und NW beherrschen weiche Flyschschiefer die rechte Talseite der Val Fenga. Die Fortsetzung der Präflyschsedimente muss weiter westlich im Liegenden der Silvretta-Decke, im breiten, flach gegen W ansteigenden Moränengelände links des Fimberbaches gesucht werden.

Der Grat zwischen Piz Davo Lais und Fuorcla d'Lavèr wird südwestlich P. 2898 durch eine N 170° E streichende, fast saiger stehende Verwerfung gekreuzt. Dabei ist der Westflügel 25–30 m abgesunken und ca. 15 m im S zurückgeblieben.

ZUSAMMENFASSUNG

In der Piz Tasna Piz Lavèr Piz Davo Lais-Gebirgsgruppe sind neben geringfügigen salinaren, triasischen Bildungen und grösseren Ophiolithmassen unterostalpine Kreidesedimente am Aufbau des Gebirges beteiligt. Die Entstehungsgeschichte dieses Gebirgsstückes kann etwa wie folgt gegliedert werden:

1. Überschiebung der Tasna-Decke auf unterostalpinen Flysch und hochpenninische Roz-Schiefer und gleichzeitig Verfaultung der unterostalpinen Schichtglieder. Nebenher fand ein Eindringen ophiolithischen Magmas an der Basis der Tasna-Decke statt. Der Serpentin ist streng an diese tektonische Naht erster Ordnung gebunden, während die splitischen Diabase teils primär im Flysch eingeschaltet erscheinen, teils zweifellos tektonisch eingeschleppt sind. Die Auflagerungsfläche der Tasna-Decke ist relativ einfach gestaltet.

2. Versicherung der Faltenstrukturen in Richtung N und intensive Verschuppung bis Gleitbretterbildung mit NE bis ENE gerichteter Bewegungstendenz (Anschoppung).

Allem Anschein nach endet hier jeglicher Zusammenhang von Präflyschgesteinen. Nur in Form grösserer Schollen und Faltenzylinder (z. B. Lias-Rollfalten nordwestlich der Heidelberger Hütte), eingeknetet in den Flyschgürtel, setzt sich die Ardezer Schichtreihe gegen NE in die Samnauner Alpen fort.

2. Rechtsseitiges, oberes Fimbertal–Ils Calcuogns–Piz Davo Sassè–Piz Val Gronda–Filisur–Pauliner Kopf

Obschon die eintönigen Flyschmassen dieses Gebietes gleichförmig gegen NW einfallen, muss, wie zahlreiche darin isoliert auftretende Gips- und Ophiolith-einlagerungen beweisen, eine intensive Verschuppung angenommen werden. Die Abgrenzung gegen die oberpenninischen Schiefer wird, wenn tektonisch eingeschürfte Massen wie Rauhwacken, Gipse und Schollen älterer Gesteine sowie Ophiolithe fehlen, problematisch. Wildflyschartige Gesteinskomplexe werden zur unterostalpinen Schichtreihe gerechnet, wie schon auf Seite 345 ausgeführt wurde. Bei P. 2898 westlich Piz Mottana blieb die Abtrennung sehr unsicher. Wir verlegten sie deshalb in das moränenüberdeckte Gelände von Aua Naira. Am Fimberpass waren wir infolge Auftretens von wildflyschartigen Gesteinen genötigt, eine stärkere Einfaltung, resp. Verschuppung anzunehmen. Wellenförmige Verbiegungen wurden schon (p. 318) aus der hinteren Val Lavèr beschrieben. Ein grosses Gipslager mit Rauhwackeeinschlüssen steht bei Ils Gips an; ein winziges am Südwestgrat (!) des Piz Davo Sassè erlaubte die Fixierung dieser wichtigen tektonischen Grenze zwischen Hochpenninikum einerseits und Unterostalpin anderseits. Der steile Südostabfall dieser sanften, grasbestandenen Berggestalt wird demnach noch aus hochpenninischen Serien gebildet. Anschliessend quert die Störungslinie das Bächlein auf Fenga pitschna, zieht südlich des Piz Val Gronda (etwas südlich P. 2752) und am Zebblasjoch durch in das Weidegelände von Zebblas.

Zwischen Fimberpass und Zebblasjoch ist eine Anzahl niederer, gut begehrbarer Passlücken in diese, für die Grosstektonik wichtige Störungszone eingeschritten, allerdings ist letztere auf weiteste Erstreckung durch Gehänge- und Moränenschutt der direkten Beobachtung entzogen. Diskordanzen wurden nirgends konstatiert.

Die Schiefer fallen im allgemeinen im Fimbertal gegen NW und schwenken allmählich bis in die Gegend von Zebblas in die WSW–ENE-Streichrichtung um. Entsprechend der feinen Alternanz zwischen sandig-kalkigem und tonigerem Material sind die Flyschschiefer fein gefältelt, im grossen ganzen ist die Lagerung aber ruhig und erweckt einen ungestörten Eindruck. Am Südgrat des Paulinerkopfs sind die Rinnen hier häufig zu findender Helminthoiden gegen das Hangende gerichtet, so dass auf eine verkehrte Lagerung dieser Schichtpakete geschlossen werden kann. Ungezählte Gipseinlagerungen von extrem variabler Mächtigkeit, oft von Rauhwacken begleitet, wurden soweit als angängig kartiert. Da der Gips stets Knollen von eckigen Dolomitbruchstückchen enthält, ist auch bei Millimeter bis Zentimeter starken Gips-Einschaltungen im Flyschschiefer eine synsedimentäre Ablagerung des letzteren ziemlich ausgeschlossen.

Einige wenige an der Basis des Flysch auftretende Schollen wurden als tektonische Schürflinge gedeutet:

- a) Grosser Klotz aus unterostalpinem Liasgestein (Steinsberger Fazies, p. 365) auf dem SW–NE verlaufenden Grat von Ils Calcuogns, Koord. [816,55/198,55];
- b) Grosse, im Bachschutt von Fenga pitschna einen kleinen Hügel bildende Scholle aus Dolomit (?unterostalpine Trias). Koord. [817,0/200,2], 2670 m;
- c) Im Tälchen östlich Piz Val Gronda. Ziemlich sicher Gault.

3. Das Gebiet von Zebblas–Inner Viderjoch–Höllenkar (Tirol)

In der durch eine weithin geschlossene Grasnarbe bewachsenen Mulde von Zebblas und im Bergli (oberstes Samnaun) nehmen Gips und Rauhwacke einen noch grösseren Raum ein und geben Anlass zu einer der imposantesten Dolinenlandschaften Bündens. Die tiefste Stelle des Inner Viderjoch (P. 2699) und P. 2661 liegen auf Gips. Mindestens drei verschiedene, durch Flyschschiefer getrennte Gipszonen wurden erkannt. Die Hauptmasse des Gipses zieht nach Ravaischer Salas durch, ein Seitenzug quert das Inner Viderjoch.

Es besteht hier eine enorme Verschuppung, wurden doch verrucanoartige Bildungen in mindestens vierfacher Wiederholung notiert. Auf dem Grat zwischen Bergli und Ravaischer Salas wurde ein Detailprofil aufgenommen, das hier nicht wiedergegeben werden kann. Von P. 2661 bis P. 2711 wurden zwei Rauhwacke-, vier Verrucano- und mindestens sieben Spilithorizonte gezählt, die alle konkordant im Flyschschiefer eingebettet sind.

Ein kleiner Dolomitschürfling steckt am Nordhang des Grates von P. 2711 nach Piz Ol auf 2655 m Höhe zwischen oberpenninischen Bündnerschiefer und Unterostalpin [820,45/204,0].

Während zweier Exkursionstage wurde das tirolische Gebiet nordwestlich von Inner Viderjoch begangen. Im Profil Paulinerkopf Höllenspitze wurde eine monotone Folge von Flyschschiefern notiert, im Höllenkar sind dagegen einige, nach unserem Dafürhalten tektonisch verschleppte Großschollen aus Verrucano-Buntsandstein, Lias, Tristelschichten usw. durch die Erosion selektiv freigelegt und der Beobachtung zugänglich gemacht worden (vgl. Fig. 11).

Gefügeanalytische Untersuchungen (Fig. 1, d)

Die vorwiegend im Flyschschiefer beobachteten Kleinfaltenachsen streichen N 50–150° E und fallen ca. 15–20° SW, W oder NW, einige wenige NE. Zwischen den in den Tristelschichten eingemessenen Faltenachsen (Falten mit Radien von 10–20 m) und jenen im «Gault» bestimmten lässt sich ein deutlicher Unterschied im Achsenstreichen feststellen (über dessen Bedeutung siehe p. 385). O. REITHOFER (1954, Diagramme D₁ und D₂) berichtete kürzlich über eine Untersuchung von flächigen und linearen Parallelgefügen aus einem eng begrenzten, unmittelbar an der Basis der Silvretta-Decke gelegenen, unterostalpinen Flyschgebiet (Berglerstollen der Vorarlberger Illwerke zwischen Fimber- und Laraintal). Nach diesem Autor streichen die B-Achsen (stereographische Projektion der Durchstichpunkte von Faltenachsen in der unteren Halbkugel) eines deutlichen Maximums N 98–114° und fallen mit 5–38° gegen WSW ein, während die Polpunkte von S-Flächen ein sehr starkes Maximum bei N 68–91° E und 80° N- bis 71° S-Fallen ergeben. Die starke Streuung in unserm Diagramm d rührt wohl daher, dass sich die Messpunkte über ein grösseres Areal verteilen. Unser tektonisches Diagramm, das gelegentlich ergänzt werden sollte, besitzt deshalb den Charakter einer vorläufigen Mitteilung.

Bei den Kluftsystemen besteht gute Übereinstimmung mit den Diagrammen a), b) und c), so dass syntektonische Entstehungsakte dieser ruptuellen Erscheinungen für das ganze Deckengebäude im Unterengadiner Fenster – wenigstens für unseren Gebietsabschnitt – anzunehmen ist.

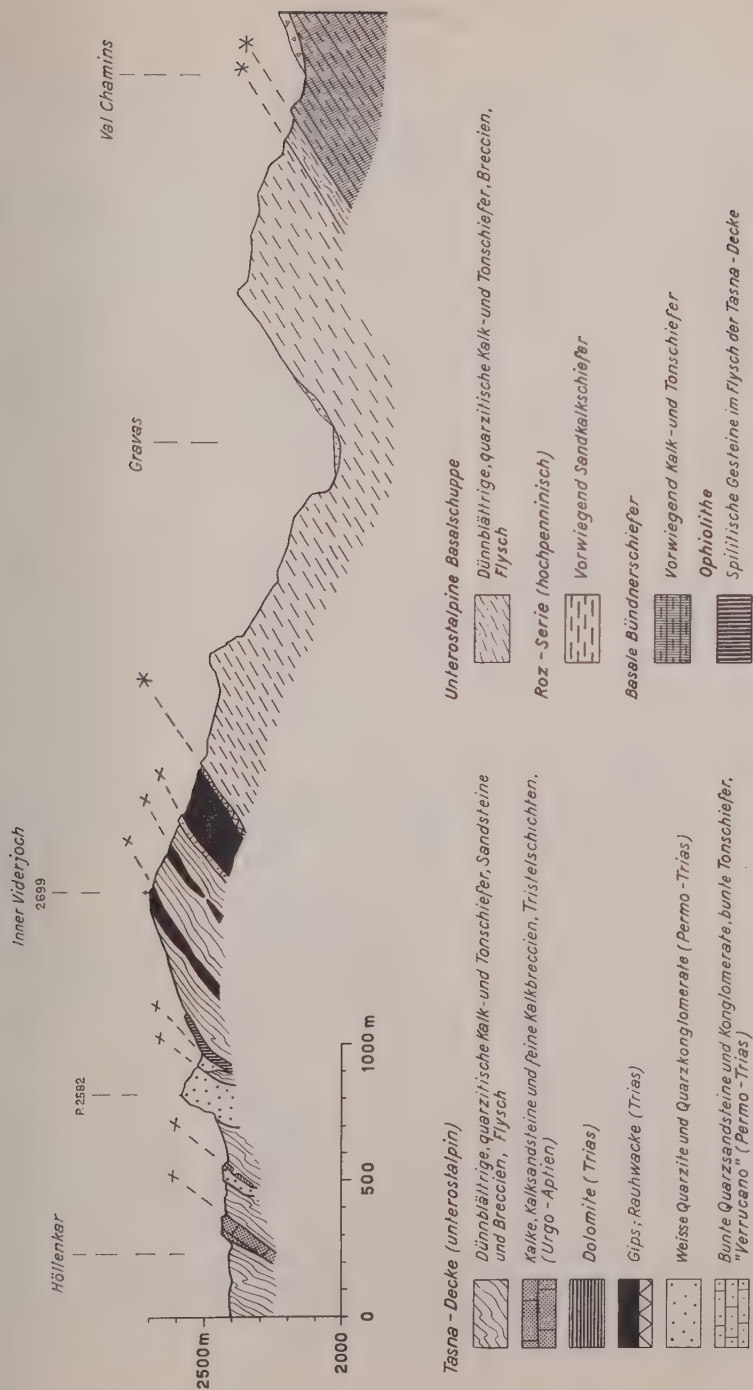


Fig. 11. Geologisches Profil 1:25000 durch das oberste Samnauntal-Höllental (Tirol). (Profil 6 der Tafel 1.)

ANHANG

Pseudounterostalpine Schichtglieder zwischen Muttler und Piz Arina

Wie bei der Behandlung der Stratigraphie der basalen Bündnerschiefer (p. 334) dargelegt wurde, sind am Ostgrat des Muttler fremdartig anmutende Gesteine, die in den Profilen I, II und IV nicht vorhanden sind, dem basalen Bündnerschiefer eingeschaltet (siehe 3 und 4 des Prof. III in Taf. II). Trotz mehrfachem, peinlich sorgfältigem Absuchen des Terrains fehlen südlich der Stammerspitze, nordwestlich des Piz Arina und in Val da Ruinas diese markanten, sehr charakteristischer Horizonte. Die am Südfuss des Stammerspitz in Val Griosch anstehenden Quarzite (Prof. II, 1) sind zwar mit denen von P. 2951 östlich Munt Bel ziemlich identisch, nur fehlen in Val Griosch grünliche, chloritführende Typen. Die interessierenden Gesteine finden auch in der Literatur mit einer Ausnahme (W. HAMMER, 1914) keine Erwähnung.

Gesteinsinhalt

Am schmalen Berggrat, der Muttler und Piz Arina verbindet, sind zwischen P. 3149 und P. 2810,8 diese an Neocom, Tristelschichten, Gault und Flysch der Tasna-Decke erinnernden Gesteine am vollständigsten entwickelt und am besten aufgeschlossen. Es nehmen folgende Gesteinsserien am Aufbau des Grates teil:

1. Flyschähnliche Kalk-, Ton- und Sandkalkschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von quarzitischen Sandsteinen und groben Breccien. Mit Ausnahme von Fucoiden und einige mm grossen, eisenschüssigen Zylinderchen (?Crinoidenstielglieder. Auch im Dünnschliff sind keine Feinstrukturen zu beobachten) in den Grobklastika fehlen Organismenreste.
2. Rostrot anwitternde, olivfarbene bis grau-grünliche, schwach kalkige Quarzite mit dünnen Tonschiefern von blauschwarzer Färbung wechsellagernd. Hellgrünliche Quarzitvarietäten und quarzitisches Sandsteine sind selten. Mächtigkeit: 90 m.
3. Hell taubengrau anwitternde, auf frischem Bruch dunkelblauschwarze, spätige Kalke mit dolomitischen, ockerig anwitternden und kalkigen Fragmenten bis Kalk-Dolomit-Sandsteinen bis Feinbreccien in Gestalt massiger Bänke (20–100 cm) und mit eingeschalteten, dünnen, blauschwarzen, bunt anlaufenden Tonschiefern. Mächtigkeit: 130 m.
4. Blauschwarze Tonschiefer mit Manganknollen (vgl. p. 366), Sandkalk- und Sandsteinbänkchen. Einige m.

Zwischen 2. und 3. findet ein allmählicher Übergang statt. Tristelschichten und Gaultgesteine der Tasna-Decke sind zur Hauptsache aus spätigen Kalken, feinkörnigen Dolomit-Kalkbreccien, resp. Dolomit-Kalk-Quarzbreccien und Quarziten zusammengesetzt. Eine Analogie mit Schichtgliedern der Ardezer Schichtreihe ist nicht abzustreiten, bei näherem Studium zeigen sich aber doch bedeutendere Faziesdifferenzen, die nur zum Teil durch den stärkeren Grad der Metamorphose erklärt werden können. Diese epimetamorphen Gesteine erwiesen sich bei der Untersuchung von Dünnschliffen als völlig fossilifer. 1. und 4. lassen sich von unterostalpinen Schichtgliedern lithologisch nicht unterscheiden.

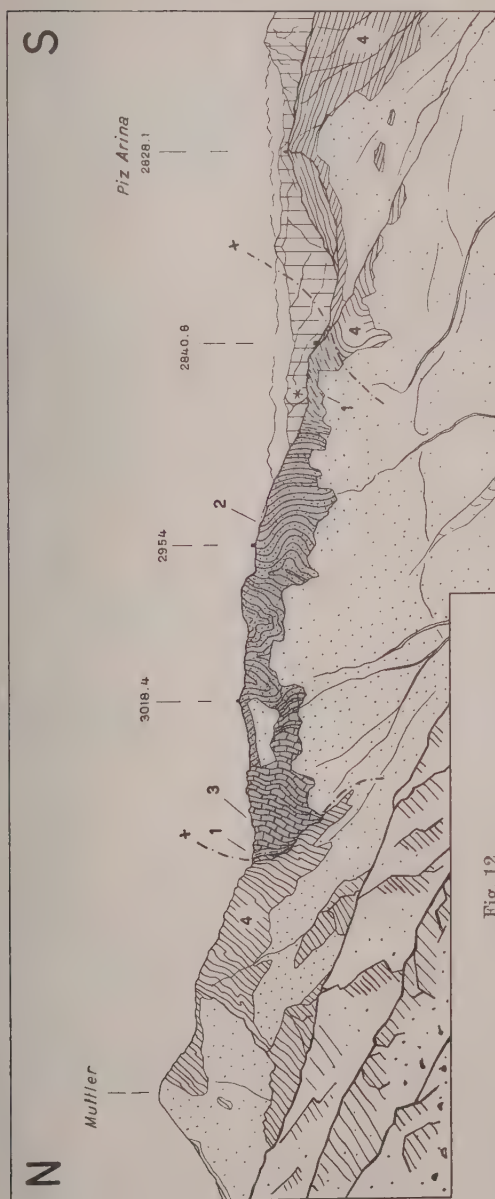


Fig. 12.

Zwischen Mutler und Piz Arina eingelagerte, pseudomontostalpine Schichtglieder tektonisch unsicherer Stellung. Blick gegen E-SE (erste, senkrecht und weit schraffierte Kulisse = Unterengadiner Dolomiten, im Hintergrund Ötztaler Alpen).

- 1 Flyschartige Schiefer, bei * mit Manganknollen (Flysch oder ? Neocom der ? Tasna-Decke).
- 2 Quarzite und quarzitisches Feinbreccien bis Sandsteine, ? «Gault».
- 3 Tristalkähnliche Kalke und kalkige Feinbreccien bis Grobsandsteine. Urgo-Aptien ?.
- 4 Vorwiegend kalkig-tonige Schiefer, oft getüpfelt, am Piz Arina sandige Schiefer. Basale Bündnerschiefer.

Geologische Lagerung

Wir beschränken uns auf die Wiedergabe einer Ansichtsskizze (Fig. 12). Aus der Lage der wenigen, eingemessenen Faltenachsen lassen sich durch Vergleiche mit solchen im basalen Schiefer keine klaren Schlüsse ziehen. Entsprechend dem bankigen Charakter des Gesteins weisen die Gauffalten Radien von $\frac{1}{2}$ bis 10 m auf. Der ganze Komplex sitzt dem Scheitelpunkt der grossen Bündnerschieferantiklinale auf und steigt konkordant dem Schiefer eingelagert ins obere Val Sampuoir (rechtes Nebental des Samnaun) ab, wo als übrig gebliebener Gesteinskomplex die tritellkalkähnlichen Kalke in eine Anzahl Linsen und Züge aufblättern.

ZUSAMMENFASSUNG

Es bestehen zwei Interpretationsmöglichkeiten: a) Die Gesteinsserie wurde innerhalb des penninischen, geosynklinalen Haupttrogas nahe einer Schwellenzone (submariner Rücken, wirksam von der ? unteren Kreide an bis ins Tertiär) abgesetzt; b) die rudimentäre Schichtfolge wurde unmittelbar nördlich des unterostalpinen Faziesbezirkes am Abfall gegen die penninische Geosynklinale abgelagert und ist heute den basalen Bündnerschiefern tektonisch eingeschuppt. Wir geben der letzteren Erklärung den Vorzug.

Stammer-Decke

Wir greifen auf W. PAULCKE (1913) zurück und definieren als Stammer-Decke jenes tektonische Element, das sich am NW-Rand des Unterengadiner Fensters zwischen unterostalpinem Flysch im Hangenden der basalen Bündnerschiefer und den hochpenninischen Schieferserien einschiebt.

Mit J. CADISCH (1934, a) verstehen wir unter «Stammer-Serie» die von der oberen Trias bis in den oberen Jura, bzw. noch in die Kreide reichende, oberostalpine Schichtfolge der Stammer-Decke.

A. STRATIGRAPHIE

HISTORISCHES

Reizvoll ist es, den Gang der Erforschung dieser kleinen Scholle mesozoischer Gesteine mitten in den penninischen Schiefermassen zu verfolgen. Auf dem Blatt Davos-Martinsbruck der Geologischen Karte der Schweiz 1:100000 (G. THEOBALD, 1864) suchen wir vergeblich eine Eintragung von älterem Mesozoikum im Bündnerschiefer. Erst 40 Jahre später, im Sommer 1902, entdeckte W. PAULCKE die imposante Klippe der Stammerspitze und beschrieb (1904) zum erstenmal ihre Schichtfolge. Über dem Bündnerschiefer und der aus Triasdolomit-Schollen und Spilitschieferlagen bestehenden Überschiebungsbasis unterschied dieser Autor von oben nach unten folgende Schichtglieder:

5. Am Gipfelgrat weiche Mergel und Kalke mit zahlreichen Zweischalern. Rhät.
4. Hauptdolomit. 200–280 m wohlgeschichteter, teils homogener, weissgrauer, splittrig verwitternder, teils brecciöser Dolomit von etwas dunklerer Färbung, fossilfrei.
3. Tonschiefer mit herbstlaubfarbigen Verwitterungsflächen, eingequetscht in Fugen von Kalk- und Dolomitgesteinen = ?Raibler-Niveau,

Kalkbank mit unbestimmbaren Zweischalern und ein in Tonschiefer eingequetschtes Bänkchen mit Brachiopodendurchschnitten;
80 cm mächtige Lithodendronbank.

2. Ein 20 m mächtiger, hellgrauer Dolomit.

1. Ein mannigfacher Wechsel von kalkigen und dolomitischen Bänken, sowie Tonschieferlagen der Schichtfolge des Wettersteinniveaus (150 m). Charakteristische Gesteinsbänke sind ein schwarzgrauer Dolomit mit matter und hellgelber Verwitterungsläche und eine 80 cm mächtige Kalkbank, die massenhaft Querschnitte unbestimmbarer Brachiopoden enthält.

In einer 1910 (a) erschienenen Schrift ergänzte W. PAULCKE diese Schichtfolge durch fraglichen Lias (eine aus dunklen Kalken und Tonschiefer bestehende Breccie). Im «Geologischen Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee» deutete W. HAMMER (O. AMPERER und W. HAMMER, 1911) auf Grund eigener Beobachtungen und nach mündlichen Mitteilungen PAULCKES dieses Profil folgendermassen um:

5. Die Zinnenkrönung und der Nordabfall des Stammers bestehen aus schwärzlichen, braun anwitternden, mergeligen Kalkschiefern. Lias.

4. Dolomit, im oberen Teil dickbankig, im unteren mit Breccienstruktur. Nahe der oberen Grenze enthält eine Bank zahlreiche Hornsteinknollen. Hauptdolomit.

3. Dunkelgraue Kalke mit Zweischalern (am Nordgrat mit Fischschuppen) und sehr geringmächtigen, mergeligen Zwischenlagen.

Lithodendronbank.

2. Lichtgrauer, splittiger Dolomit von geringer Mächtigkeit.

1. Zuerst eine Folge von gelblich verwitternden, schwarzgrauen Kalken mit mergeligen Zwischenlagen.

Fossilfunde: *Avicula contorta* PORTL.,
Anatina praecursor QUENST.,
Gervilleia inflata SCHAFH.,
Brachiopoden.

Von der Nordseite des Bergkammes und von der Südseite erwähnt HAMMER:

Dimyodon intusstriatum EMMR.

Von W. HAMMER wird diese ganze, etwa 150 m mächtige Kalk- und Mergelfolge samt dem eingeschalteten, lichten Dolomit und der Lithodendronbank als Äquivalent der Kössener Schichten betrachtet.

Die späteren Untersuchungen von HAMMER (1911), dem damals besten Kenner des Unterengadiner Fensters, bringen weitere wichtige Resultate. Das in der äusserst sorgfältigen Arbeit publizierte Profil durch die Stammerspitze bildete die Fortsetzung des 1911 gegebenen. Wir zitieren die Ausführungen HAMMER's wörtlich, gliedern aber die Schichtfolge sinngemäss. Von oben nach unten folgen auf der Südseite des Berges:

4. Der Wandgürtel wird durch Tüpfelkalke - in lebhaftem Wechsel mit feinblättrigen Tonschiefern - gebildet.

3. Am Fuss der Wandstufe steht ein schiefrigflaseriges, feinquarzitisches, hellgrünes, selten rötliches Gestein an, auf der Südseite in einzelnen linsenförmigen Anschwellungen, auf der Nordseite als drei ausgedehnte, durch Tonschiefer getrennte Lagen.

2. 3 dm starke Breccienbank.

1. Zone von bleigrauen, feinblättrigen, phyllitischen Tonschiefern, gegen oben Zunahme des Tongehaltes aufweisend, usw.

Zwischen 2. und 3. sind Dolomit- und Grünschiefer-Linsen, sowie längere Rauhwacke-Züge eingeschaltet, von deren Existenz HAMMER nichts wusste, die aber für uns als Gleitflächenindikatoren von grösstem Wert waren. Die obige Serie rechnete HAMMER zu den Bündnerschiefern.

Im Gegensatz zu dieser Auffassung stellte J. CADISCH (1934, b), der 1917 seine Untersuchungen im Unterengadin begann und in der Folge immer weiter ausdehnte, auf Grund eines 1925 auf der Südseite der Stammerspitze aufgenommenen Profils¹¹⁾ eine durch Lias und oberen Jura ergänzte «pseudoostalpine» Schichtfolge auf, die er mit den Schamser-Decken parallelisierte. Die Überschiebungsfläche wurde dadurch an die Basis des Quarzites (?Malm) hinabgedrückt.

R. STAUB (1937) negierte später eine fazielle Analogie mit den Schamser-Decken und betonte dabei ausdrücklich gewisse, nach unseren Untersuchungen nicht stichhaltige Ähnlichkeiten mit der Ortler-Trias (es wird nur auf vage Konvergenzen im Hauptdolomit abgestellt!).

1950 wird von J. CADISCH die Schichtfolge am Stammerspitz (Hauptdolomit, fossilführendes Rhät, Liasbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk) auf Grund von Vergleichen mit östlichen Anteilen der Scarl-Decke dem oberostalpinen Faziesraum zugewiesen und damit von der rudimentären Basis der höher penninischen Serien im Samnaun abgetrennt.

1. Hauptdolomit (Norien)

Geologisches Vorkommen

Im Bereiche unseres Untersuchungsgebietes kommen Dolomite, die wir in die norische Stufe stellen, an folgenden Örtlichkeiten vor:

a) An der Stammerspitze baut dieses Schichtglied die schroffe Südwand und den senkrechten Absturz gegen das Samnaun auf. Die zackigen Ausläufer des Nordgrates in Form massiger Klötze und Türme bestehen aus der gleichen wandbildenden Felsart. Ein 30–50 m mächtiges Band von hell anwitterndem Dolomit zieht, eingebettet in Rhätschichten, vom Ostgrat in wenig geneigter Lage zum SW-Grat durch und stellt den ausgequetschten Stirnteil einer liegenden Falte dar. Dieser Dolomit wurde von uns im Gegensatz zu früheren Autoren ebenfalls ins Norien gestellt.

b) Die Schubschollen nordöstlich Chè d'Mutt (Samnaun) setzen sich zur Hauptsache aus Dolomitgesteinen mit lithologisch wenig variierendem Gesteinscharakter (Anwitterungs- und Gesteinsfarben, Korngrösse, Strukturen und Texturen etwas verschieden) zusammen und sind vom Hauptdolomit der Stammerspitze nicht unterscheidbar.

c) An den Osthängen des Piz Valpiglia (nordöstlich Piz Valpiglia auf ungefähr 2425 m Höhe) sind einige Dolomitschürflinge an der Überschiebungsnäht zwischen Stammer-Decke und unterostalpinen Basalschuppe eingeklemmt, darunter eine 5–10 m grosse Linse von zerbrochenem Gestein, dessen innere, noch ziemlich unversehrte Partie aus einem innig verzahnten Gemenge von dunkel- und hellgrau anwitternden Dolomitkomponenten besteht. Ähnliche, rein dolomitische Sedimentärbreccien lassen sich in unserem Untersuchungsgebiet nur in der norischen Stufe der Stammer-Serie nachweisen.

Als tektonische Schürflinge und in Gesellschaft von Rauhwacken und Grünschiefern in unterostalpinem Flysch eingeschichtet, stellen sich an der Basis der

¹¹⁾ Herr Prof. J. CADISCH, Bern, stellte in zuvorkommender Weise seine Skizzenbücher zur Verfügung, wofür wir an dieser Stelle aufs verbindlichste danken.

Stammerklippe zahlreiche Linsen aus mehrheitlich stark marmorisiertem Dolomit ein. Es dürfte unterostalpine Provenienz in Frage kommen (vgl. p. 356 und Fig. 5).

Im SW des untersuchten Gebietes scheint sich die Stammer-Decke, die wir, da sie in stark reduziertem Zustand an der Fuorcla Chamins durchzieht, auch «Chamminer Quetschzone» benennen, fortzusetzen. Von J. CADISCH (1934) finden wir im «Geologischen Führer der Schweiz» folgenden Passus: «Nach dem Clünas (nördlich Schuls) hin ansteigend, überschreitet man auf 2190–2265 m Triasdolomit der Stammer-Serie. Das Gestein ist brecciös und enthält Lagen eines grünen, serizitisch-tonigen Schiefers, der an Quartenschiefer erinnert.» Allein die tektonische Stellung erlaubte diesem Autor eine Gleichsetzung mit den Gesteinen der Stammer-Serie. Nach einer neuen Beobachtung (Sommer 1956) von Herrn Prof. J. CADISCH, Bern ist diesem Dolomit bei Ch^{na} da Naluns (2280 m) Lias in Steinsberger Fazies aufgesetzt, so dass eine Verbindung mit der Stammer-Decke dahin fällt.

Lithologie

Die maximale Mächtigkeit beträgt nach unseren Beobachtungen ungefähr 120 m, während W. PAULCKE (1904) 200–280 m, W. HAMMER (1923) 150 m anführen. Diese Abweichungen rühren daher, dass wir es bei der Stammerspitze mit der gegen NW auskeilenden Stirn einer liegenden Falte zu tun haben.

Gegen oben wie gegen unten lässt das Schichtglied kaum eine Entwicklung erkennen. Basale Teile sind im allgemeinen massiger, zeigen gelbliche Farbtöne und wittern manchmal blassorange an, während die oberen Partien des Hauptdolomites feiner gebankt sind und hellgraue Färbungen aufweisen. 2 Detailprofile wurden auf der Südseite des Berges aufgenommen, ohne dass sich markantere Horizonte auscheiden liessen. Wichtigere tektonische Komplikationen sind demnach auch nicht zu konstatieren. Im Verband bildet der Dolomit hellgraue Felswände, die infolge Wechsels von hell- bis dunkelgrauen Bänken von 1–4 m Dicke eine sehr charakteristische Bänderung erfahren. Das Gestein ist grösstenteils gut gebankt, stellenweise ausgesprochen massig oder auch klotzig-ungeschichtet. Feinplattige, bis 1 cm dünne Schichten kommen nur sporadisch vor. Lokal ist der Hauptdolomit von feinen Haarspältchen und feinsten Dolomitäderchen durchzogen, die wohl infolge mechanischer Beanspruchung entstanden. Auch sind grössere und kleinere Gesteinspartien als zusammenhängende Schollen bewegt, versetzt und gedreht worden.

Die Absonderung ist oft ausgezeichnet splittrig. Örtlich zerfällt der Dolomit in rhomboidale Stücke, was durch diagonal zu einander stehende Kluftsysteme und Ablösung auf den Schichtflächen bewirkt wird.

Im Handstück wittert der Dolomit in allen Grautönen und oft auch mehlig-staubig bis grobsandig an. Kalkige Lagen fehlen. Mitunter sind einzelne Bänke etwas kalkig, ebenso sind tonige Schieferneinlagerungen äusserst selten und höchstens einige cm dick. Auf frischem Bruch ist der Hauptdolomit hell- bis dunkelgrau, wobei die hellen Varietäten meist dichter struiert sind.

Gegen die Kössener Schichten des Rhät angrenzend, sind zwischen den oft unebenen Suturen der Schichtflächen feine, braunrote Beläge von toniger Substanz vorhanden, die bis zu einigen cm eines metallisch anlaufenden Tonschiefers anschwellen können. Die benachbarten Dolomitlagen sind gelb verfärbt. Diese Beobachtungen lassen sich auf der SW-Flanke des Stammerspitz bei 2940 m wie auch

in der unteren Falte und am Stammer-Ostgrat in der obersten Schuppe (siehe Tektonik) machen und sind damit von prinzipieller Bedeutung, indem in der norisch-rhätischen Übergangszeit das rein marine Milieu verlassen wird und küstennahe Bedingungen (Einschwemmung von feinstem, tonigem Material) sich ankünden.

Selten schalten sich gelblich anwitternde, knollige Dolomitbänken von 2-5 cm mit geringem Kalkgehalt ein. Intermediäre Erosionsvorgänge bilden sich heute als wieder eingesedimentierte Kleinreliefs innerhalb einer Dolomitbank ab. Vermutlich sind diese Erscheinungen subaquatischer Entstehung, wobei an stärkere Wasserströmungen zu denken ist, wie sie in Schelfgebieten ohne weiteres erwartet werden dürfen.

Der Hauptdolomit der unteren Falte des Stammergeipfels (siehe Tektonik) zeigte eine etwas abweichende lithologische Beschaffenheit. Er wittert mit sehr hellem Grau und mehlig-staubig an und zerfällt ausgesprochen splittrig. Das Gestein ist von $1\frac{1}{2}$ $1\frac{1}{2}$ mm grossen, glasig glänzenden, dunkelgrauen Körperchen ganz erfüllt, deren nähere Untersuchung folgendes ergab:

Dünnschliff

Farblose, klardurchsichtige, vollkommen idiomorphe Plagioklaskristalle von bemerkenswerter Reinheit liegen in einer feinkörnigen (ca. 10 μ Korndurchmesser), dolomitischen Grundmasse. In den meist verzwilligten Holoblasten sind winzige, tröpfchenartige Dolomitmörner eingeschlossen. Begleitminerale fehlen. Kleine Spältchen sind mit grobkristallinem Dolomit verheilt.

Röntgenographische Bestimmung des An-Gehaltes

Die Auswertung des Röntgenspektrogramms wurde nach dem genaueren Resultate als die Federow-Methode liefernden Verfahren von F. LAISSE (1950) im Mineralogisch-petrographischen Institut (Bradley-Kamera UNICAM, FeK α -Strahlung, 1 $\frac{1}{2}$ h) durchgeführt, wobei wir uns mit der Ausmessung der Gruppe I (Linien 1, 2, 3 mit den Positionen 2,64; 2,55-2,49; 2,51-2,44 Å), welche allerdings die genaueren Ergebnisse liefert, begnügten. Es ergab in 3 Messungen folgende Werte: Ab_{97,6}An_{2,4}; Ab_{97,8}An_{2,2}; Ab_{98,1}An_{1,9}.

Nach M. TOPKAYA (1950), der den authigenen Silikaten in den nicht metamorphen Sedimenten des Jura-Gebirges, der Molasse und der Alpen der Westschweiz eine Detailstudie widmete, bilden sich diese «in situ», d. h. unter geringer Gesteinsüberlastung, bei einer Temperatur unterhalb 100° C und ohne Mitwirkung von hydrothermalen oder pneumatolytischen Lösungen.

Den Abschluss gegen das Rhät bildet in der erwähnten unteren Falte eine graue, schwach gelblich verwitternde und kalkige Dolomitbank von 1 $\frac{1}{2}$ m Dicke, in der Linsen von sehr grob-spätigem, dunkelgrau-blauem Kalk eingebettet sind (Fig. 13).

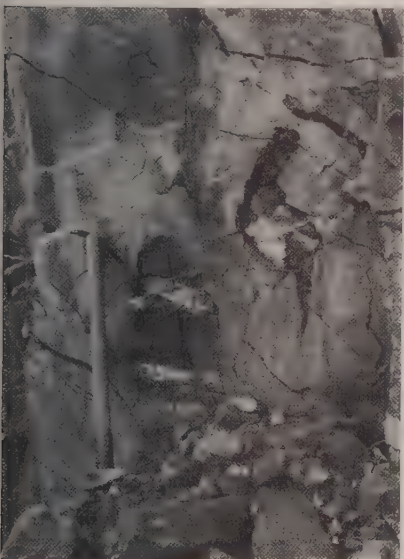
W. HAMMER (1923) erwähnt ausserdem im Hangenden des nach ihm 150 m mächtigen Dolomits eine Bank mit Hornsteinknuern, die von uns aber nie beobachtet werden konnte.

Breccien im Hauptdolomit

Als spektakulärstes Merkmal ist im Hauptdolomit auf die starke Verbreitung von Breccien aufmerksam zu machen, die in mechanisch entstandene und sedimentäre unterteilt werden können. Auch die tektonischen Breccien wollen wir hier des Vergleichs halber mit 2 Beispielen beschreiben.

a) Als Dislokationsbreccie (monomikte Reibungsbreccie) ist ein Tektonit auf der S-Seite, in der Scharte zwischen Ost- und Westgipfel, zu bezeichnen.

Im Handstück ist es ein aus hellgrauen, eckigen Dolomitfragmenten bestehendes, kataklastisches Gestein, das durch eischüssigen, kalzitischen Zement sekundär verkittet wird. Der letztere stellt ein Ausscheidungsprodukt zirkulierender Wässer dar. Das brecciöse Gestein begleitet als 1–2 m breite Ruschelzone eine Verwerfung, die Ost- und Westgipfel trennt (Taf. X). Auf den senkrecht stehenden Verwerfungsflächen haben sich dort, wo sie auseinanderklaffen, bis daumengroße Kalzitkalenoeder angesiedelt. So befindet sich im Kamin südlich der beiden Gipfel auf ca. 3020 m Höhe eine hübsche Kristallhöhle, die nicht leicht zugänglich ist und deren Wände ein dicht besetzter Kristallteppich überzieht.



b) Reine Druckbreccien. An Stellen erhöhter mechanischer Beanspruchung wurde der Dolomit in weiten Arealen gleichmässig zertrümmert und durch dolomitische Substanz wieder zusammengekittet. Seine ursprüngliche Kompaktheit hat das Gestein jedoch eingebüsst und zerfällt beim Anschlagen in kleine Stücke. Der der destruktiven Metamorphose folgende Rekristallisationsprozess war hier wenig wirksam.

Fig. 13. Grobspätige Kalkeinschlüsse im schwach kalkigen Hauptdolomit der Stammer-Serie. Südwand des Stammerspitzes in der Rinne zwischen Ost- und Westgipfel (2960 m).

Bei den atektonischen Breccien sind im Hauptdolomit der Stammerspitze 2 Typen zu unterscheiden:

c) Komponente und Grundmasse sind aus demselben Material zusammengesetzt. Eckige bis schwach gerundete, kantengerundete, dunkelgraue Dolomitfragmente schwimmen isoliert in einer ebenfalls dolomitischen, etwas heller verwitternden Füllmasse und berühren sich im allgemeinen gegenseitig nicht. Die Grösse der Komponenten schwankt in weiten Grenzen. Wie auf der Verwitterung ausgesetzten Gesteinsoberflächen zu konstatieren ist, ist das Material der Bruchstücke in Bezug auf Korngrösse, Anwitterungsfarbe, Textur usw. vollkommen identisch.

Dünnschliff einer monomikten, massigen Dolomitbreccie aus der Stammer-Südwand (3160 m): Die u. d. M. farblosen Komponenten setzen sich aus einem sehr gleichmässigen Mosaik schwach verzahnter Dolomitmörner zusammen und liegen in einer Grundmasse aus Dolomitmörnern von derselben Grössenordnung wie in den Komponenten.

Diese Art Breccienbildung erstreckt sich teils über grössere Felskomplexe, teils ist sie auf kleinere Nester innerhalb einer Dolomitbank oder quer zur Schichtung stehende, mehrere Schichtbänke durchbrechende Schlote beschränkt.

In einer Hauptdolomitbreccie vom eben beschriebenen Typus fanden wir in der Runse, die zwischen Ost- und Westgipfel ihren Anfang nimmt und gegen Tschütta sich hinabzieht, auf 3070 m Höhe grössere, völlig gerundete, primärbrecciös texturierte Gerölle, die zweifellos nichts mit Phakoiden gemein haben.

d) Die eckigen oder leicht gerundeten Komponenten sind rein dolomitisch wie der Zement, aber polymikt in Bezug auf Textur (massig bis deutlich geschichtet), Struktur (Korngrösse und in Abhängigkeit davon sandigraue bis glatte Anwitterung), Anwitterungsfarbe usw. Dieser Breccientyp ist niveaubeständig, also an bestimmte Horizonte gebunden.

Genetische Deutungsversuche

Diese in der Literatur oft als «Primärbreccien» bezeichneten Gesteine können ihre Entstehung verschiedenen Vorgängen verdanken. Nach A. CAROZZI (1953) führt Dolomitisierung von Riffkalken zu Breccien- und Vakuolenbildung. U. KAPPELER (1938) beschreibt aus der Trias der Ortler-Zone durch subaquatische Rutschungen gebildete Breccien und wahrscheinlich durch submarine Beben entstandene Erschütterungsbreccien.

Bei c) ist auf Grund des geringen Abrollungsgrades und der monomikten Zusammensetzung ein kurzer Transportweg wahrscheinlich, oder die Breccie bildete sich durch Breccierung aus irgendwelcher Ursache gleich an Ort und Stelle. Auch bei d) ist das Einzugsbiet rein dolomitisch, die Breccie umfasst indessen verschiedene Dolomitvarietäten, so dass daraus auf die allochthone Natur der Komponenten geschlossen werden muss. Auch hier dürfte der Transportweg sehr kurz gewesen sein. Es ist dabei an durch kurzfristige Erosionsvorgänge bewirkte Sedimentationsunterbrüche in Kombination mit Wiederaufarbeitungsprozessen zu denken.

Zusammenfassend können in der lithofaziellen Ausbildung des Hauptdolomites an der Stammerspitze doch geringe Unterschiede in der Vertikalen erkannt werden. Von unten nach oben:

1. Tiefere Partien sind sehr dickbankig und bilden Steilstufen. Helle und dunkelgraue Bänder bis zu 5 m Dicke.
2. Gegen oben, an unteres Rhät angrenzend, Einlagerungen von bunten, geringmächtigen Tonschiefern und gelbliche Verfärbung der benachbarten, etwas tonigen und dünngebankten Dolomitschichten. Gelände flacher.
3. Abschluss der Schichtfolge durch eine dickere, kalkige Dolomitbank mit spätigen Kalkeinschlüssen.

Abgrenzung gegen das Rhät

Während am Gipfelgrat der Stammerspitze das oberste Niveau des Hauptdolomits und das Rhät durch transgressiven Lias abgetragen wurde und im Liegend-schenkel der Antiklinale eine tektonische Abschürfung angenommen werden muss, blieb der primäre Verband zwischen Norien und Rhät in der unteren Falte allem Anschein nach erhalten. Er wurde schon auf p. 396 beschrieben.

Ein norisch-rhätisches Grenzniveau als Übergang zum Rhät aufzustellen, ist hier überflüssig, da die dem Hauptdolomit auflagernde dolomitisch-kalkige Wechsel-folge mit Mergeleinschaltungen bereits typische Rhätfossilien lieferte. Auch ein Plattenkalkniveau, wie es aus der Scarl- und Umbrail-Decke (BOESCH, H., 1937)

beschrieben wird, fehlt am Stammerspitz. Die Grenze Norien/Rhétien wurde bei der ersten im Dolomit auftretenden Kalkbank festgelegt.

Fossilführung und geologisches Alter

Der Hauptdolomit zeichnet sich durch grosse Fossilarmut aus. Leider erwies sich eine Bestimmung der spärlichen Fossilreste als undurchführbar. Petrefakten wurden auf der Stammer-Südseite auf 2980 m festgestellt. In schwach kalkigem Dolomit stecken zahlreiche, einige mm grosse Schälchen, deren Feinstrukturen, wie im Anschliff zu erkennen war, verwischt sind. Es wurde in der Literatur (A. CAROZZI, 1953 u. a.) schon oft darauf hingewiesen, dass beim Dolomitierungsprozess organische Strukturen sukzessive aufgelöst werden.

Eine Einstufung des Hauptdolomits kann nur auf Grund der geologischen Lagerung an der Basis des Rhät, bzw. Lias erfolgen, wobei für den Hauptdolomit der Stammerspitze eher an ein obernorisches Alter gedacht werden muss. Basale Transgressionsbreccien, in den Serien der verschiedenen oberostalpinen Decken häufig beschrieben, fehlen am Stammerspitz. Von typischen Regressionssedimenten des Raibler Horizontes fehlt ebenfalls jede Spur. Diese sind schon aus tektonischen Momenten hier nicht zu erwarten.

Faziesvergleiche mit der oberen Trias anderer Schichtreihen Bündens

Ziel dieser vergleichenden Bearbeitung ist die stratigraphische Zugehörigkeit der Stammer-Serie auf der Basis der lithofaziellen Ausbildung ihrer Sedimente zu ermitteln. Dabei werden wir uns mit einer Zusammenstellung der oberen Trias-Kreide hochpenninischer und ostalpiner Schichtserien der unmittelbaren Nachbarschaft (Tasna-Decke, Unterengadiner Dolomiten, Lad-Schuppe der Scarl-Decke) und der weiteren Umgebung (Schamser-Decken, Ortler-Zone, Tschirpen-Decke usw.) Süd- und Mittelbündens begnügen.

Obschon der Hauptdolomit nach allgemeiner Auffassung als ein atypisches Schichtglied gilt, lässt die Zusammenstellung doch frappante Faziesunterschiede von Decken- zu Deckenelement erkennen:

a) Bei den Schamser-Decken fehlen hauptdolomitähnliche Gesteinskomplexe überhaupt, zum Teil ist die Trias wie in der Surcrunas-Zone (Serie von Crestota nach V. STREIFF, 1939) deutlich dreigeteilt in Quartenschiefer, Dolomit und Rauhwacke unten. Die Mächtigkeiten überschreiten 30 m nicht.

b) Die Ardezer Schichtreihe (J. CADISCH, 1941) enthält schlecht geschichtete, örtlich brecciöse Dolomite von max. 25 m. Keine Übereinstimmung.

c) In den Unterengadiner Dolomiten ist dem NW-Rand der Scarl-Decke besondere Aufmerksamkeit zu schenken. A. SPITZ und G. DYRHENFURTH (1915) sowie G. BURKARD (1953) erwähnen graue bis schwärzliche, mittel- bis hellgraue, oft orange anwitternde, völlig kalk- und tonfreie Dolomitbänke wie am Stammerspitz. Eine spezielle Ausbildung des Hauptdolomits stellt sich nach G. TORRICELLI (1956) am Piz Lad ein, der eine tektonisch selbständige, der Scarl-Decke randlich aufgesetzte Scholle darstellt. Neben der deutlichen Bankung durch dunkle und helle Bänder ist das Auftreten von sog. «Plattenkalken» (dunkelgraue bis schwarzgraue, dünngebankte bis plattige Kalke voll Fossilbruchstücke) bemerkenswert.

Eine gute Übereinstimmung mit den stirmwärtigen Partien der Scarl-Decke ist unbestreitbar, Plattenkalk wie am Piz Lad fehlte aber am Stammerspitz.

d) Ortler-Zone (W. HAMMER, 1908; U. KAPPELER, 1938). Wie am Ortler liessen sich auch

am Stammer obernorische (dünngebankte Dolomite mit tonigen Zwischenlagen) abtrennen. Ein norisch-rhätisches Grenzniveau wurde aus dem Ortler-Gebiet nicht bekannt.

c) Tschirpen-Decke (Mittelbünden). R. BRÄCHLI (1921) beschreibt aus der Lenzerhorn-Gruppe (im Kar zwischen Weisshorn und Tschirpen) eine kalkig-dolomitische Mischzone an der Grenze zwischen Oberrhätien und Rhätien. Die Analogie mit dem Hauptdolomit der Stammer-Serie ist gut.

2. Rhät

Durch Fossilien belegbares Rhät lässt sich in unserem Untersuchungsgebiet allein an der Stammerspitze nachweisen. Bei Chê d'Mutt sind Linsen eines grobspätigen, blauschwarzen, oft von Schalenentrümmern ganz erfüllten Spatkalkes im Schiefer eingekeilt. Einzelne Partien enthalten überdies mm bis cm grosse, gelblich verwitternde, eckige Dolomitpartikel, ein lithologisches Merkmal, wie es nur in der rhätischen Stufe am Stammer beobachtet werden kann. Ohne Zweifel handelt es sich um tektonisch verschleppte Rhätgesteine der Stammer-Serie. Siehe Taf. I.

In der Südwand der Stammerspitze ist das Rhät in zwei gut verfolgbaren Bändern aufgeschlossen, am Ostgrat stellt es sich sogar in dreifacher Lagerung ein. Auf der NW-Seite des Westgipfels desselben Berges schalten sich zwischen dem Hauptdolomit und transgressivem Lias typische Rhätgesteine ein, deren Lagerung allerdings so ist, dass die Entscheidung, ob Rhät oder schon liasisch aufgearbeitetes Rhätmaterial vorliegt, nicht mehr mit Sicherheit zu treffen ist.

Am Stammer selbst konnte das Rhät auf Grund lithologisch-fazieller Unterschiede und der geologischen Lagerung zweigeteilt werden:

Unteres Rhät. Diese Gesteinsfolge grenzt an den eben besprochenen Hauptdolomit und setzt sich aus einem Wechsel von gelblich anwitternden Dolomiten, Kalken, Mergeln und Tonschiefern zusammen. Auffällig stark sind die Tonschiefer vertreten, wodurch die ganze Serie leicht zurückwittert und einen Unterbruch in der Steilheit der Felswände verursacht. Die Bänke sind weniger dick als im Oberrhät, im Durchschnitt 20–40 cm.

Oberes Rhät. Als eine aus massigen Kalk- und Dolomitbänken sowie mehr oder weniger dolomitischen Kalkmergeln zusammengesetzte Gesteinsserie begleitet die obere Rhätstufe entweder die unteren Rhätschichten in Form von zusammenhängenden, bis 30–40 m mächtigen Zügen oder liegt als kompakte Linsen in den weicheren, plastischen Unterhättschichten vgl. Taf. VII, VIII und IX). Charakteristische Merkmale dieser Serie sind Grobbankigkeit (2–3 m dicke Bänke sind häufig) und das Fehlen der bunt anlaufenden Tonschiefer.

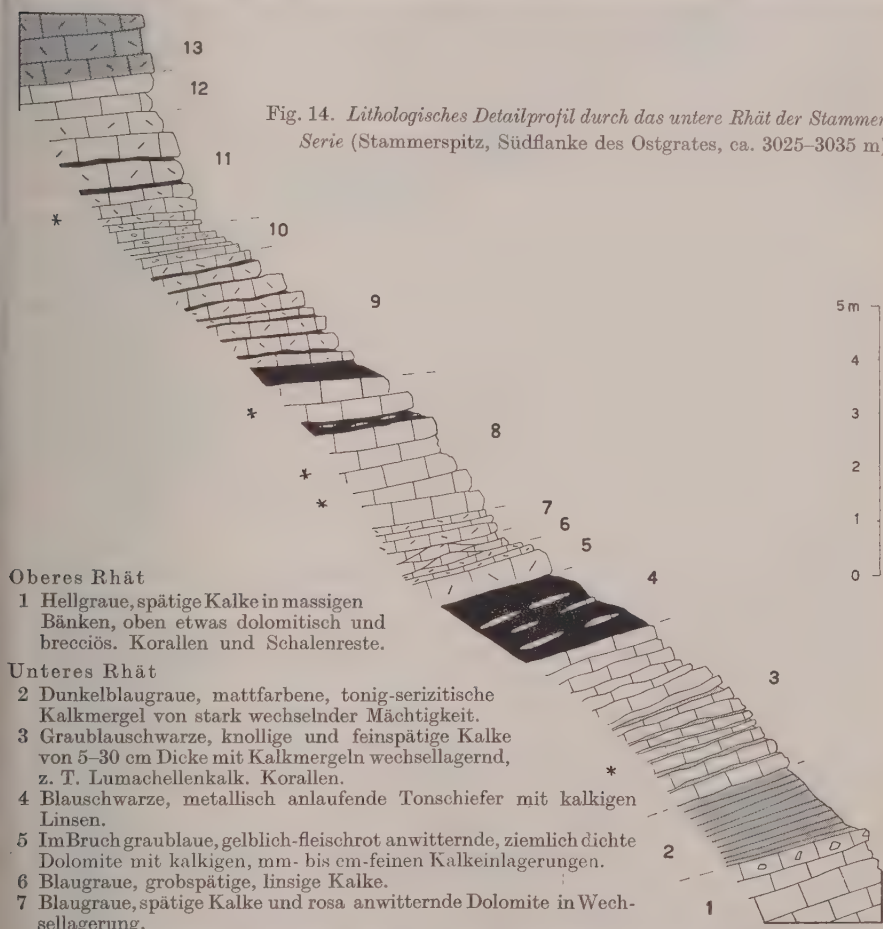
Die beiden Unterstufen sind nicht immer leicht auseinanderzuhalten, vor allem dann nicht, wenn eine tektonische Vermischung stattgefunden hat. Bei der Kartierung wurde die Grenze zwischen beiden Schichtstössen an jene Stelle gelegt, wo 1–2 m tiefe Einbuchtungen ein ehemaliges Kleinrelief andeuten. Die oberrhätischen Kalke setzen – zweifellos nach einem kurzen, von ?submariner Erosion gefolgtten Sedimentationsunterbruch – ohne beobachtbare Diskordanzen auf dieser Unterlage auf.

a) Unteres Rhät

Ein detailliertes Profil wurde auf der Südseite der Stammerspitze in Nähe des Ostgrates aufgenommen (Fig. 14).

Die hier 17 m starke Serie setzt sich aus Dolomiten, Kalken (teilweise oolithisch), Tonschiefern und untergeordnet aus Kalkmergeln und dolomitischen Mergeln zusammen, wobei die Tonschiefer den Dolomiten und Kalken zwischengeschaltet sind. PAULKE hat schon deren auffällige Verwitterungsfarben treffend als «herbstlaubfarben» beschrieben. Zwischen den Kalken weisen die Tonschiefer blauschwarze Färbung auf, wie wir es übrigens auch von den Bündnerschiefern

Fig. 14. Lithologisches Detailprofil durch das untere Rhät der Stammerserie (Stammerspitz, Südflanke des Ostgrates, ca. 3025–3035 m).



Oberes Rhät

- 1 Hellgraue, spätige Kalke in massigen Bänken, oben etwas dolomitisch und brecciös. Korallen und Schalenreste.

Unteres Rhät

- 2 Dunkelblaugraue, mattfarbene, tonig-serizitische Kalkmergel von stark wechselnder Mächtigkeit.
- 3 Graublauschwarze, knollige und feinspätige Kalke von 5–30 cm Dicke mit Kalkmergeln wechsellagernd, z. T. Lumachellenkalk. Korallen.
- 4 Blauschwarze, metallisch anlaufende Tonschiefer mit kalkigen Linsen.
- 5 Im Bruch graublaue, gelblich-fleischrot anwitternde, ziemlich dichte Dolomite mit kalkigen, mm- bis cm-feinen Kalkeinlagerungen.
- 6 Blaugraue, grobspätige, linsige Kalke.
- 7 Blaugraue, spätige Kalke und rosa anwitternde Dolomite in Wechsellagerung.
- 8 Hellgrau anwitternde, hellgraue Kalke, z. T. als Lumachelle entwickelt. Im oberen Drittel blauschwarze Tonschiefer mit zerbrochenen Kalkbänken.
- 9 Gelblich bis rosa anwitternder, schwach kalkiger Dolomit in 5–25 cm dicken Schichten. Dazwischen rostrote Tonschiefer.
- 10 Hellgrauer, spätiger Kalk mit winzigen, eckigen Dolomitpartikeln.
- 11 Gelblich anwitternde, graue, kalkige Dolomite und metallisch anlaufende, rostrote, fugenfüllende Tonschiefer.
- 12 Grobspätiger, blaugrauer Kalk.

Norien (Hauptdolomit)

- 13 Splittrig brechender, hellgrauer, klingender Dolomit in Bänken von 5–100 cm Mächtigkeit.

* Fossilfund.

her gewohnt sind. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalk ist etwa 3:4. Tonschiefer sind reichlich vorhanden.

Ein zweites, instruktives Profil ist am Nordgrat leicht zugänglich (Fig. 15).

Von oben nach unten folgt auf Hauptdolomit eine Schichtreihe von wechsellagernden Dolomitbänken, Tonschiefer und dolomitischen Kalkmergeln in untergeordneten Mengen. Kalke vertreten gegen das Hangende die Dolomite, während die Tonschiefer sich über die ganze Unterstufe verteilen. Im gleichen Grat, jedoch schon in der unteren Schuppe, ist das Rhät auf 5 m reduziert und enthält nur Kalkmergel, mergelige Kalke und spätige Kalke, wovon eine Bank *Pteria contorta* (PORTL.) lieferte.

Ein tektonisch ungestörtes Normalprofil wird an der Stammerspitze kaum vorhanden sein. Wir beschränken uns deshalb auf die Wiedergabe obiger 2 Profile und legen grösseren Wert auf die Besprechung des allgemeinen Charakters dieser bemerkenswerten Schichtfolge.

Auf den ersten Blick fallen die stumpfen, aschgrauen Farben und die leichte Verwitterbarkeit auf. Die härteren Gesteinsbänke machen durchwegs einen gequälten Eindruck und sind örtlich linsenförmig deformiert, manchmal sogar zu tektonischen Geröllen aufgelöst worden. Die Dolomitbänke, im allgemeinen von feinem Korn, wittern gelblich bis rosafarben an. Auf frischem Bruch sind sie grau-blau. Einzelne, sehr hellgraue und grobspätige Kalkbänke können durch den grossen Reichtum von Schalentrümmern als Lumachellenkalke bezeichnet werden. Die schmutziggrau verwitternden, olivfarbenen Kalkmergel sind sehr fossilreich. Leider zerfallen die Schalen beim Einsammeln rasch in ein feinkörniges Grus.

Die primäre Mächtigkeit ist schwer zu bestimmen, sie dürfte aber 20 m kaum übersteigen.

Gesteinstypen des unteren Rhät

Im folgenden charakterisieren wir einige typische Gesteine aus dieser Serie näher. Die Dolomite des Rhät weisen im Bruch grau-blaue Färbung auf, wittern ockergelb, rosa und gelblich an und sind demnach vom Hauptdolomit leicht unterscheidbar. Daneben treten dichte, schwach mergelige, orange anwitternde, fast schwarze Kalke auf. Nirgends anstehend gefunden, aber durch die Lage des Fundortes sicher von rhätischem Alter sind hellgraue, oolithische Kalke, von denen ein Dünnschliff angefertigt wurde.

U.d.M. sitzen stark rekristallisierte, 0,3 bis 0,7 mm, maximal 2-3 mm grosse kugelige, ovoidale und längliche Ooide von konzentrischem Schalenbau isoliert in ebenfalls rekristallisiertem, kalkigem Zement. Als Ooidkerne fungieren Muschelschalentrümmern u.a. organische, unbestimmbare Reste.

Ein weiterer, ebenfalls pseudoolithischer Kalk wurde mikroskopisch näher untersucht. Der Dünnschliff wurde vor dem Decken mit Kampesche-Farbholzextrakt angeätzt (p. 351).

Mikroskopischer Befund: Im grobkristallinen, kalzitischen Zement treten massenhaft 0,2-0,5 mm grosse, dolomitische, kugelige Körperchen ohne scharfe Ränder nebst winzigen, stark rekristallisierten und ebenfalls dolomitischen Muschelschälchen auf. Nur selten und undeutlich erkennt man eine konzentrische Anordnung der Schalen, so dass man auf einen ehemaligen Oolith schliessen kann.

Genese dieser Gesteine: Ist die Dolomitnatur dieser Ooide primärer oder sekundärer Natur oder liegen dolomitisierte Kalkooide vor, die in Kalkschlamm

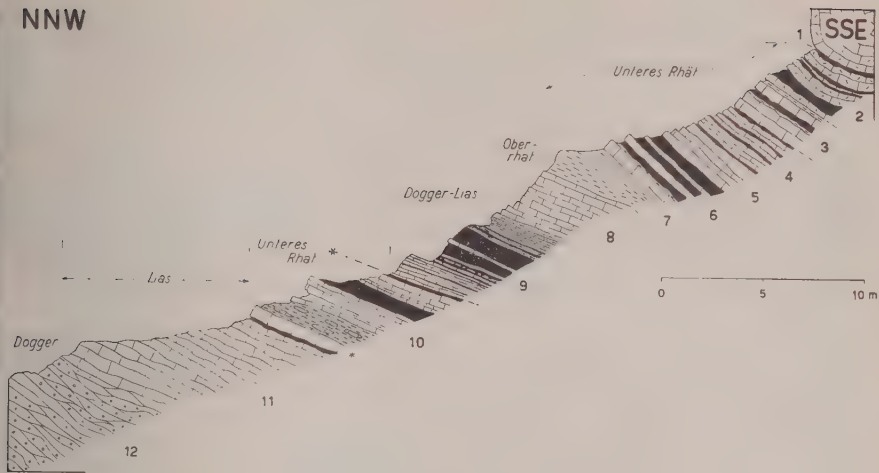


Fig. 15. Detailprofil durch das Rhät am Nordgrat des Stammerspitzes.

? Dogger – oberer Lias

12 10–12 m rostbraun anwitternder, flaseriger und getüpfelter Mergelkalkschiefer, sog. «Knötchenschiefer».

11 Dunkelblauschwarzer, feinspätiger Kalk mit mergeligen, mm-feinen Zwischenlagen, gegen 10 etwas breccios.

Unteres Rhät

10 Herbstlaubfarbene Tonschiefer; spätiger Kalk mit **Pteria cont.* u. a. Muschelresten; Linsen und Knollen von taubengrauem, sehr grob-spätigem Kalk und Kalkbreccien in gelbbraun anwitternden, mattgrauen, quarzführenden Kalkmergelschiefern; dunkelgrau anwitternder, blauschwarzer, spätiger Kalk; dichter Kalkmergelschiefer; dünn geschichteter, spätiger Kalkschiefer; blaue Tonschiefer; blauschwarze Kalkschiefer; blauschwarze Tonschiefer.

? Dogger – Lias

9 Wechsellagernde, dünnblättrige Kalk- und Tonschiefer, gegen das Hangende toniger und mit eingeschalteter, blauschwarzer Kalkbank, übergehend in Kalkmergel.

Oberrhät

8 Hellgrau verwitternder, dunkelschwarzblauer, spätiger Kalk von stark variabler Mächtigkeit.

Unteres Rhät

7 Gelbbraun verwitternder, dichter Kalkmergelschiefer; dunkelgrau anwitternder, frisch blauschwarzer, spätiger Kalk; Mergelschiefer.

6 Schwarzblaue Tonschiefer mit bunten Anlauffarben; dunkelgrau anwitternder, blauschwarzer und spätiger Kalk; Tonschiefer; gelborange anwitternder, sehr dichter, dolomitischer Kalk; Tonschiefer.

5 Massige Kalke.

4 Kalk- und Tonschiefer in Wechsellagerung; ziegelrot anwitternder, mittelgrob-spätiger Kalk; Tonschiefer.

3 Massiger, dichter, dolomitischer Kalk, im Hangenden 10 cm dolomitisch; Kalkmergel; Tonschiefer; gelblichgrau anwitternder, stumpfgrauer, feinspätiger, dolomitischer Kalk; dolomitischer Mergel.

2 Gelblich anwitternde, dunkelgraue und dichte Dolomite und «herbstlaubfarbene» Tonschiefer in Wechsellagerung.

Hauptdolomit

1 Hellgrau anwitternder, dunkelgraublauer, dichter Dolomit, dick gebankt.

einsedimentiert wurden? Einen wertvollen Fingerzeig geben hier die gleichfalls dolomitischen Schalenreste. Pseudoolithische und oolithische Kalke stellen in den ostalpinen Schichtreihen einen weit verbreiteten Typ der rhätischen Stufe dar und werden gelegentlich als Riffschuttsedimente gedeutet.

Von einem hellgrauen, grobspätigen Kalk wurde ebenfalls ein Gesteinsschliff hergestellt, dessen mikroskopische Untersuchung zu folgendem Befund führte:

Schalenreste sind häufig, ebenso 1–1½ mm lange und 0,2–0,4 mm breite, gerundete Stäbchen von plumper Form. Wir vermuten, dass es sich um gepresste Ooide handelt, deren Feinstrukturen durch fortgeschrittene Rekristallisation verwischt wurden. *Bactryllien*, wie sie aus der germanischen und auch aus der alpinen Trias bekannt wurden, kommen nicht in Frage. Echinodermenreste konnten in den Dünnschliffen nicht beobachtet werden.

Fossilführung und Alter

Die Gesteinsbänke weisen stellenweise einen erstaunlichen Fossilreichtum auf. Von den schlecht erhaltenen Petrefakten konnten bestimmt werden:

Gervilleia inflata SCHAFFH.

(ARTHABER, G. von, 1906, pl. 49, Fig. 3)

Nur der hintere Flügel der rechten Klappe ist erhalten. Die Schale ist stark gewölbt und die konzentrischen Anwachsstreifen sind recht grob. Fundort: Stammer-Westgipfel, NW-Seite.

Pteria contorta PORTL.

(PFLUECKER Y RICO, L., 1868, p. 408)

Die bandförmigen Radialrippen, zwischen denen sich feinere einschieben, sind sehr charakteristisch. Teile des hinteren Flügels sind erkennbar, und der Wirbel ist stark über den Schlossrand übergerollt.

Fundort: N-Grat der Stammerspitze (Fig. 15). Nur Schalenfragmente.

Nucula sp. indet.

(STOPPANJ, A., 1860–1865, pl. 30, fig. 11–21)

Lumachelle aus konzentrisch gerippten Schälchen von 6–7 mm Breite und 5–6 mm Höhe.

Fundort: Stammer-Südseite, Mitte Südwand, 2980 m.

Avicula cf. *gregaria* STOPP.

(STOPPANJ, A., 1860–1865, pl. 11, fig. 6–10)

Ein ca. 10 mm langes Schälchen (Steinkern) mit glatter Oberfläche (Bestimmung durch Dr. L. PUGIN, Fribourg).

Fundort: Stammer-Südseite, Mitte Südwand, 2980 m.

Thamnastraea rectilamellosa WINKL. sp.

(FRECH, F., 1890)

Kleiner, schirmförmiger Korallenstock von elliptischem Umriss (15/30 mm) mit ca. 12 ineinanderfließenden Kelchen von ungefähr 6–10 mm Durchmesser. 20–25 deutlich alternierende Septen bilden im Zentrum ein Säulchen.

Fundort: Stammer-Ostgrat, 3030 m.

J. FELIX (1890-91) stellt eine *Th. Crespoi* nov. sp. auf, deren äussere Merkmale mit *rectilamellosa* übereinstimmen. Neocom von Tehuacan, Mexico.

Thamnastraea delicata REUSS sp.

(FRECH, F., 1890)

Kelche auf kleinen Erhöhungen und flach eingesenkt. Zahl der Septen etwas grösser (24–32) als bei *Th. rectilamellosa*. Eine Pseudocolumella fehlt ganz oder ist nur schwach angedeutet. Die Grössenverhältnisse (6–6,5 mm) der Kelche stimmen mit den Abbildungen überein.

Fundort: Stammer-Südwand, nahe Ostgrat, 2990 m.

Daneben zahlreiche Reste von Krinoiden (fünfsackige *Pentacrinus*-Stielglieder), *Brachiopoden*-Querschnitte etc.

In den mergeligen Kalken und Dolomiten dieser Serie sind öfters wenige mm grosse, schwarze Körperchen mit glänzender Oberfläche eingeschlossen, deren genauere Untersuchung die Anwesenheit fossiler Fischreste ergab. In zuvorkommender Weise wurden diese spärlichen Wirbeltierreste durch Herrn Prof. Dr. E. KUHN, Zürich, untersucht und nach Möglichkeit bestimmt, wofür wir ihm auch an dieser Stelle verbindlichst danken. Es liegen nach brieflicher Mitteilung vom 15. 3. 1956 vor:

a) *Acrodus minimus* Ag. (ein Zähnchen). Die Zähnchen dieses Haies sind nach dem Stand des gegenwärtigen Wissens auf das Rhät-Bonebed beschränkt.

b) Kleines, kugelförmiges Zähnchen (*Semionotide*). Um zu entscheiden, ob es sich dabei um *Sargodon tomicus* Plin. handelt, wurde ein Dünnschliff angefertigt. Die Zahnstruktur zeigt, dass eine Form vorliegt, die zu *Lepidotus* gehört oder ihr nahesteht.

c) Schuppen von *Ganoiden*. Für eine nähere Bestimmung sind die Schuppenreste zu dürrtig erhalten.

Mit Prof. KUHN ist zusammenfassend zu sagen, dass auch die Ergebnisse der Untersuchung der allerdings dürrtigen Wirbeltierreste für rhätisches Alter sprechen.

Neben diesen tierischen Fossilien stellen sich häufig Pflanzenreste ein. Herrn Prof. Dr. W. RYTZ, Bern, der die Gesteinsproben und Dünnschliffe einer näheren Prüfung unterzog, danken wir für seine Beratung bestens. Wir stützen uns im wesentlichen auf seine Angaben.

Makroskopischer Befund: Glänzend schwarze Bruchstücke mit feiner Riefung in der Längsrichtung und deutlicher Quergliederung der Sprossen auf der Oberfläche der Stengel (mit ziemlicher Sicherheit zur Gruppe der *Articulatales* und zwar zu *Equisetineen*, vgl M. HIRMER, 1927).

Mikroskopische Untersuchung von Quer- und Längsschnitten: Es kann im Querschliff ein ca. 2–4 cm grosser, runder Zentralkörper mit Gefässbündelelementen und eine mindestens 2–3 mm dicke Rindenschicht unterschieden werden. Letztere rindenartige Gewebelagen sind mit feinen ?Luftgängen versehen.

Ob die Pflanzenreste zu den *Calamitaceen* oder zu den *Equisetaceen* zu stellen sind, wagen wir anhand von Dünnschliffen nicht zu entscheiden. Die fehlende, sekundäre Holzentwicklung spricht eher für *Equisetaceen*, was auch rein altersmässig wahrscheinlicher ist. Da die Markhöhle von Gefässbündeln erfüllt ist, liegt vermutlich ein Jugendexemplar vor.

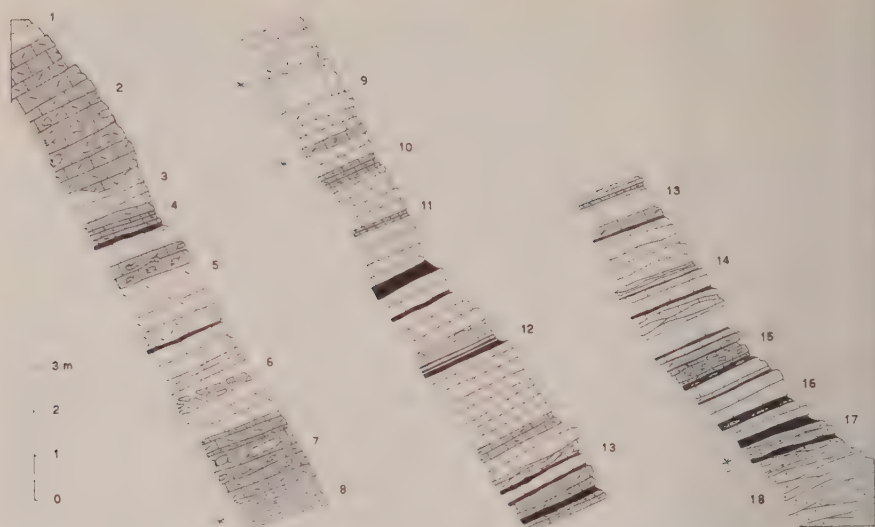


Fig. 16. Lithologisches Detailprofil durch das obere Rhät der Stammer-Serie (Stammerspitze-Südwand, SE Ostgipfel, 2950–2990 m).

? Dogger – oberer Lias

18 Braun verwitternde, mergelige Tüpfelkalkschiefer, gegen oben in massigere Bänke übergehend.

17 Kalkmergel; linsige bis brecciöse Kalke bis Kalkbreccien mit mergeligem Bindemittel. Belemniten (Transgressionsgesteine des oberen Lias).

Oberes Rhät

16 Hellgraue, fein- und grobspätige Kalke, hellgrau anwitternde, mattfarbene Kalkmergelschiefer mit Dolomitknollen, untergeordnet gelblich anwitternde, dolomitische, ziemlich dichte Kalke.

15 Kalkmergelschiefer mit dolomitischen Lagen und Linsen; Dolomit mit kalkigen Einschlüssen; Kalkmergel; Dolomit; Kalkmergel.

14 Hell- und dunkelgraue Spatkalke und Kalkmergel in Wechsellagerung. Kalke, z. T. linsig, flaserig oder knollig texturiert, z. T. etwas mergelig.

13 Kalkmergel; kalkiger Dolomit; hellgrauer Spatkalk; plattiger, dunkelgraublauer Spatkalk mit dolomitischen Lagen von $\frac{1}{2}$ 1 cm; kalkiger Dolomit mit dolomitischen Kalkpartien und wechsellagernd mit Kalkmergeln; flaseriger Kalk; hellgrauer Spatkalk; kalkiger Dolomit.

12 Knollige, spätige Kalke; Kalkmergel, gegen oben in flaserige und plattige Kalke übergehend; spätige Kalke und Kalkmergel.

11 Spatkalk; dunkelblauschwarzer Spatkalk mit gelblichen, eckigen Dolomitpartikeln; dichter, dünn-schichtiger Dolomit, gelblich anwitternd; Spatkalk.

10 Dünn-schichtiger Dolomit, unten kalkig.

9 Spatkalk; kalkiger Dolomit mit Schalenresten; hellgrauer Spatkalk; dolomitischer Kalk, gelblich anwitternd; hellgrauer Spatkalk mit Bruchschill; linsiger, dolomitischer Kalk voll Schalen-Trümmer; Spatkalk.

8 Mergelige Kalke voll Organismenreste (Muscheln, Crinoidenstielglieder).

7 Splittig brechender, gelblicher Dolomit mit Einschlüssen aus blaugrauem Spatkalk, oben kalkig.

6 Plattig absondernder, grauer Kalk, stellenweise brecciös.

5 Kalkmergel; sehr grob-spätiger, hellblaugrauer und taubengrauer anwitternder Kalk; kalkiger Dolomit mit gerundeten, kalkigen Einschlüssen; hellgrauer Spatkalk; Kalkmergel.

Ein in Kalk eingebettetes, stengelartiges Gebilde wurde, um es von dem kalkigen Bindemittel zu befreien, über Nacht in konz. Salzsäure gelegt. Leider liessen sich auf der freigelegten Oberfläche keine weiteren Strukturen unter dem Binocular feststellen. Auf Grund einer Mikroreaktion (siehe F. FEIGL, 1954, p. 345, Prüfung mit Kaliumjodat und Stärkelösung) ergab sich, dass sich das schwarz gefärbte Fossil zur Hauptsache aus freiem Kohlenstoff aufbaut.

b) Oberrhät

Der beste und zugleich ein gut zugänglicher, etwas steinschlaggefährdeter Aufschluss befindet sich auf der Stammersüdseite auf ca. 2950-2990 m Höhe, direkt unterhalb des Ostgipfels (Fig. 16).

Es sind hier spätige Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite nebst mehr oder weniger dolomitischen Kalkmergeln in einer sicher in primären Verband stehenden Schichtreihe und in einer Mächtigkeit von appr. 40 m festgestellt worden. Die Serie beginnt unten mit spätigen, dickbankigen Kalken, darauf folgen einige m Dolomit. Von hier ab nimmt der Kalk- und Mergelanteil auf Kosten des Dolomites zu, und die Gesteine werden gleichzeitig dünn-schichtiger. In den hangensten Partien stecken in mattem, auf den Schichtflächen durch einen feinen Serizitbelag glänzendem Mergelschiefer bis 5 cm grosse Dolomitknollen, die rundliche, 0,1-0,4 mm grosse, kalkige Körperchen enthalten. Die Dünnschliffuntersuchung einer solchen Knolle ergab die Anwesenheit von kleinsten, eckigen Quarzfragmenten in der dichten, dolomitischen Grundmasse.

Eine geringmächtige, durch tektonische Vorgänge linsig zerquetschte Spatkalkbreccie, die wir auf Grund von Belemnitenfunden in den Lias stellen, begrenzt das Rhät gegen oben. 5-15 cm dicker Kalkmergel und getüpfelte, mergelige Lagen von ?Doggeralter folgen.

Auf der NE-Seite des Stammer (2930-2945 m) ragen aus Schutt und Firnschnee (Fig. 17) ca. 15 m grob-spätige, graublaue, sehr massige Kalkbänke hervor, die kleine und kleinste, gelbliche Dolomitpartikel, zum Teil Dolomit in Form von Bändern und grösseren, unregelmässig gestalteten Einschlüssen enthalten. Es dürfte sich allem nach um eine verkehrte oberrhätische Kalkserie handeln. Ihr sitzt ein ebenfalls dem oberen Rhät angehörender, 2 m dicker, mergeliger, schmutzig gelbbraun verwitternder, auf frischem Bruch graublauer Kalk auf. Dieser enthält 5-10 cm grosse, spätige Kalkknollen und röhrenartige Gebilde von ungefähr 3 cm Durchmesser, die ebenfalls mit dunkelgrau verwitterndem Kalk ausgefüllt sind. Bei den letzteren ist zu vermuten, dass Grabgänge fossiler *Anneliden* vorliegen. Da eine Spreite fehlt, Verzweigungen aber vorkommen, entsprechen diese glatten Röhren am ehesten den Bohrgängen von *Arenicola* oder noch besser von *Balanoglossus*. Beide, *Arenicolites* und *Balanoglossites*, sind Bildungen seichter Sandküsten. Kriechspuren von Würmern kommen nicht in Betracht, da die Gesteinsbänke quer durchsetzt werden. Auch Grabspuren fossiler *Decapoden* sind wenig wahrscheinlich (vgl. O. ABEL, 1935).

4 Plattiger, kalkiger Dolomit.

3 Hellgrauer Spatkalk.

2 Dichter Dolomit mit eckigen Fragmenten aus hellem Spatkalk, z. T. etwas kalkig.

1 Grauer, dickbankiger Spatkalk, ca. 10 m.

* Fossilfunde.

Typische Gesteinsarten des oberen Rhät

Der Vollständigkeit halber werden einige interessantere Grobgefüge von Kalk Dolomit-Mischgesteinen aus dem oberen Rhät und einige markantere Gesteinstypen näher beschrieben.

? Mittlerer Lias – unterer Lias

- 8 Gut gebankte, blaugraue, spätige Kalke mit ockerbraun und rauh anwitternden, mergeligen und eisenschüssigen, streifig angeordneten Kalkpartien, sog. «Streifenkalke», oben sehr grob-spätig, z. T. brecciös. Lamellibranchier, zahlreiche Belemniten.
- 7 Blaugrauer, grobbankiger Kalk mit Knollen aus grob-spätigem Kalk, «Knollenkalk» (Schichtdicke der Bänke 5–10 cm). Belemniten.
- 6 Olivfarbener bis rotvioletter, massiger, grob- bis mittel-spätiger Kalk bis Spatkalkbreccie, stellenweise brecciös. Krinoiden- und Echinidenreste.
- 5 Grüne Tonschiefer.
- 4 Wie 2, übergehend örtlich in Spatkalkknollen in eisen-schüssigem, mergeligem Zement.
- 3 Braunschwarze, matte Tonschiefer.

Oberes Rhät

- 2 Blaugrauer, dickbankiger Spatkalk mit charakteristischen Dolomiteinschlüssen (kleinste, eckige Fragmente und grössere, unregelmässig begrenzte Linsen bis zu Apfelgrösse.) Lokal enge Wechsellagerung von Kalk und Dolomit, «Bänderkalk».
- 1 Schmutzig braungelb anwitternde, mergelige Kalke mit Knollen aus blaugrauem Spatkalk. Bauten fossiler Würmer.

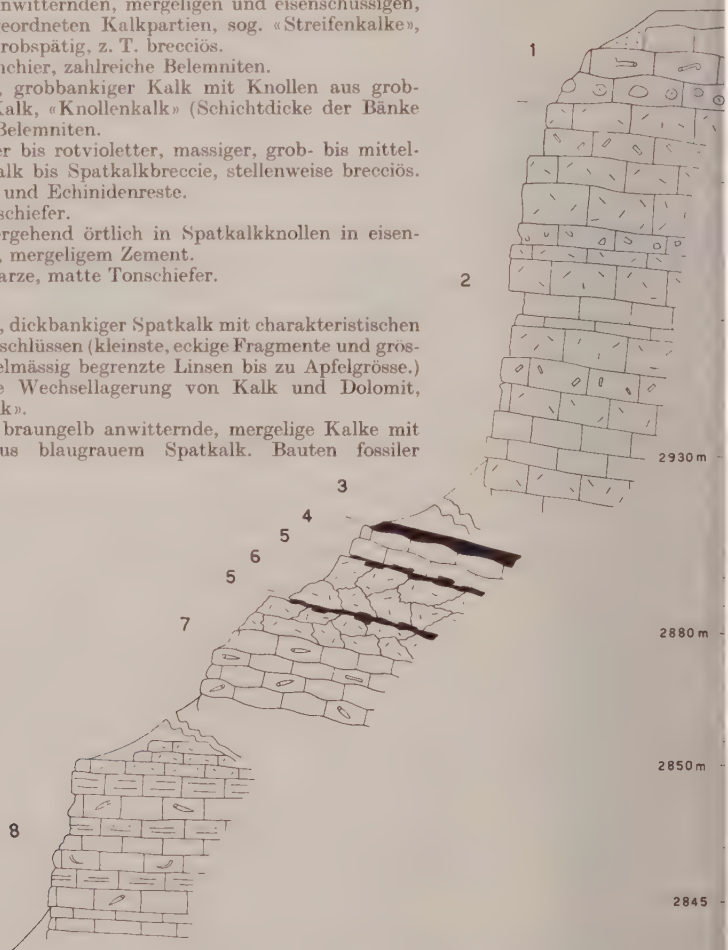


Fig. 17. *Stratigraphisches Detailprofil durch drei isolierte Rhät- und Lias-Aufschlüsse auf der Nordostseite des Stammerspitz-Gipfels (Koord. 821,25–37/199,02–19).*

1. Sehr charakteristisch sind einmal mittel- bis grob-spätige, dunkel- bis hellgraue Kalke mit eckigen, seltener rundlichen, gewöhnlich länglichen bis stabförmigen Dolomitpartikeln von gelblicher Anwitterungsfarbe und einer einige mm kaum je überschreitenden Grösse. Die Brocken schwimmen, beliebig orientiert, im Kalk und dürften anorganischen, detritischen Ursprungs sein

2. Daneben treten gebänderte Kalkdolomitmischgesteine mit mm- bis cm-feiner Wechselagerung der beiden Gesteinsarten auf, wobei die Kalklagen graublau, die dolomitischen Lagen gelblich anwittern. Auf dem frischen Gesteinsbruch lassen sich keine Texturen erkennen. Einige mit Kampesche-Farbreaagens angefärbte Gesteinsanschliffe bewiesen, dass nicht reine Dolomit- und Kalkbänder vorliegen, sondern dass es sich vielmehr um ein ruckweises und kurzfristiges Pendeln um einen Sedimentationsgleichgewichtszustand in einem Milieu handelt, das die Abscheidung dolomitischkalkiger Mischgesteine begünstigte.

3. Kalkdolomitmischgesteine mit wabenartiger Durchwachsungstextur sind ebenfalls häufig. Die eckigen oder gerundeten, mit scharfen Konturen aneinandergrenzenden Einschlüsse bestehen je nach Fundstelle teils aus Dolomit, teils aus Kalk.

4. Brecciöse Dolomite: Eckige Komponenten aus geschichtetem Dolomit liegen in einer spärlichen Grundmasse aus Kalk, wobei die Bruchstücke - denkt man sich die kalzitische Grundmasse weg - sich ohne Zwischenräume zum ursprünglichem, kompakten Gestein zusammenfügen lassen. Es handelt sich am ehesten um eine autochthon entstandene Pseudobreccie, deren Genese durch verschiedene Hypothesen erklärt werden kann. Ähnliche Phänomene beschrieb P. CANAL (1947) von Dolomiten aus dem Becken der Aquitaine.

Als weitere Gesteinsvarietäten sind anwesend: Fleischfarbenanwitternde, dichte, frisch graublau Dolomite; mergelige, knollige Kalke; grobspätige, blaugraue, zum Teil brecciöse Kalke usw.

Die Mächtigkeit der ganzen Serie beträgt maximal 30 m; meistens erreicht sie, primär oder auch tektonisch reduziert, nicht mehr als 10–20 m.

Fossilführung und Alter

Folgende organische Reste wurden festgestellt: Zahlreiche unbestimmbare Schalenquerschnitte, Pentacrinusstielglieder, schlecht erhaltene Korallenreste.

? *Thecosmilia* sp.

Runde Ästchen von 4–6 mm Durchmesser bilden in paralleler Anordnung kopfgrosse Korallenstöcke. Diese riffbildenden Lithodendren werden im allgemeinen dieser Korallengattung zugeschrieben.

Fundort: Stammer-Südwand, 3000 m, unterhalb Ostgipfel.

Nur auf Grund der geologischen Lagerung zwischen fossilbelegten Rhätschichten und noch zu besprechendem, unterem Lias ordnen wir diesen Schichtstoss dem obern Rhät zu.

ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHISCHEN ERGEBNISSE

Die Mächtigkeit des Rhät, verglichen mit den anderen Schichtstufen der Stammer-Serie, ist mit maximal 50 m eine erhebliche. Da unmittelbar über dem Hauptdolomit eine typische Rhätfaua gefunden wurde, erübrigt sich die Ausscheidung eines norisch-rhätischen Grenzniveaus. Vgl. W. HEGWEIN (1927). Unsere unterrhätischen Gesteine lassen sich nur annähernd den Kössener Schichten gleichstellen. Überhaupt erscheint uns die Verwendung weithergeholter Lokalbezeichnungen von geringem wissenschaftlichem Wert. Auf Grund lithologischer Unterschiede und die Lagerungsweise berücksichtigend, führten wir eine Zweiteilung der Rhätgesteine ein. Fossilfunde gestatteten die sichere Einstufung der Gesteinsserie.

Rhät in anderen Schichtfolgen Bündens

Abschliessend soll unser so differenziertes Rhät mit den altersmässig entsprechenden Gesteinen einiger Schichtfolgen benachbarter Decken verschiedener tektonischer Stellung verglichen werden.

a) *Schamser Decken*. Über die typisch dreigeteilte Trias der *Serie von Crestota* (V. STREIFF, 1939) legen sich schwarze, rostig anwitternde Tonschiefer, darüber eine wechselvolle Kombination von dunklen Kalken, teilweise oolithischen Dolomiten und dolomitischen Kalken. Die Bänke sind stellenweise sehr fossilreich; schon H. MEYER (1909) wies fossilbelegtes Rhät nach. Mächtigkeit im Ostschams: 2–3 m.

In der *Gelbhorn-Decke* des nördlichen Westschams (H. JÄCKLI, 1941) liegt das Rhät in einer Mächtigkeit von 6–10 m vor und führt Dolomite, grüne und schwarze Tonschiefer, resp. Tonphyllite, Lumachellenkalke und Mergel, der in Quarzit übergehen kann.

In der *Kalkberg-Garschus-Zone* des Ostschams (STREIFF) ist kein Rhät vorhanden, in der *Marmor-Zone* besteht keine Analogie. Es kann also festgehalten werden: In einzelnen Elementen der Schamser Decken ausgezeichnete, in anderen keine Übereinstimmung oder das Rhät fehlt überhaupt.

b) In der unterostalpinen Rahmenzone (*Tasna-Decke*) des Unterengadiner Fensters sind weder aus der SW- (J. CADISCH, 1932, 1941) noch von der NE-Ecke des Fensters (W. HAMMER, 1914 und W. MEDWENITSCH, 1953) rhätische Schichten bekannt geworden.

c) *Scarl-Decke*. In der Stirnregion dieser Decke fehlt eindeutiges Rhät fast zur Gänze, so z. B. vollkommen am Piz Lischana, am Piz S-chalembert (W. SCHILLER, 1904; G. BURKARD, 1953). Nach Untersuchungen von W. SCHILLER (1906) und G. TORRICELLI (1955) zeigen in der westlichen Piz Lad-Gruppe einige zerquetschte, unbedeutende Rhätvorkommen folgenden Gesteinsinhalt: Hell- und dunkelgraue Kalke, graue Mergelkalke, dunkelgrauer Kalk mit Mergel durchsetzt, in dem voll Fossilien (Zweisechaler, Crinoidenstielglieder, Seeigelstacheln, Korallen) stecken. In den Mergelkalken der S-challetta sind Mergelschiefer mit leidlich erhaltenen *Bactryllien* aufgeschlossen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es bei einigen Fundstellen zu einer mechanischen Mischung verschiedener Schichtglieder nach der Faunengemeinschaft ziemlich sicher Lias darunter – gekommen ist. In der Lad-Scholle (G. TORRICELLI, 1955) ist Rhät nicht anwesend. Dagegen tritt nach der schönen Monographie von A. SPITZ und G. DYRHENFURTH (1915) ein gut entwickeltes und unseren Gesteinen am Stammerspitz entsprechendes Rhät in den rückwärtigen Partien der Unterengadiner Dolomiten auf. Es wird durch wechsellagernde Dolomite, schwarze Kalke mit Knollen und Bändern von porösem Hornstein, Mergel und tonigem Schiefer repräsentiert. Weiter sind bemerkenswert metallisch glänzende Tonschiefer und gegenseitige, flecken- und wabenförmige Durchwachsungen von Kalk und Dolomit in ein und derselben Bank. Präzise und leider auch approximative Mächtigkeitsangaben fehlen.

d) Am Piz Quattervals (*Quattervals-Decke*, siehe W. HEGWEIN, 1927) ist das Rhät mindestens 400 m mächtig und setzt sich aus einer Folge gleichmässig geschichteter, tafeliger und tief-schwarzer Kalke zusammen, die regellos mit dünnen Kalkschiefern und schwarzen, schmierigen Mergelschiefern wechsellagern. Primärbreccien sind häufig, Fossilien selten. Die Rhätkalke gehen allmählich aus der Kalk- und Dolomitwechsellagerung der norischen Plattenkalke hervor. Von einer Analogie kann nicht gesprochen werden.

e) In der *Ortler-Decke* (W. HAMMER, 1908 und U. KAPPELER, 1938) geht der Hauptdolomit dessen Schichtung gegen das Hangende durch Einschaltung von tonigen Zwischenlagen noch akzentuiert wird, durch allmähliche Kalkaufnahme in schwarze Kalke über. Ein «norisch-rhätisches Grenzniveau» und «Plattenkalke» fehlen im Ortlergebiet. Der Gesteinsinhalt (Kalkschiefer und Kalkbänke mit Lumachellen, graue und fossilführende Mergelschiefer mit Korallen *Pelecypoden*, *Terebraten*, *Pentacrinusstielglieder*, dunkle Tonschiefer, massige Kalke mit *Gastropoden*) ist je nach Fundstelle etwas verschieden, stimmt aber in vielen Einzelheiten mit dem Stammer-Rhät überein. Mächtigkeitsangaben sind aus der Literatur nicht erhältlich.

f) *Tschirpen-Decke*, Mittelbünden. Nach R. BRAUCHLI [1921, p. 26], lässt sich eine 20 m mächtige Dolomit-Kalk-Mischzone von fossilbelegtem Rhät abtrennen, das durch schwarze und gelbliche Ton- und Kalkschiefer mit einzelnen eingeschalteten Kalkbänken, Mergeln, koralligen Kalke mit Lumachellen mit 30–40 m Mächtigkeit vertreten ist. Fossilien: *Bactryllien*, *Bivalven*, *Korallen*. Also ganz wie am Stammerspitz.

3. Lias – ? Dogger

Bisherige Untersuchungen: W. PAULCKE (1910) erwähnte erstmals eine aus dunklen ?Rhät-kalken und Tonschiefern zusammengesetzte Breccie (ohne Bezeichnung der Fundstelle) vermutlich liasischen Alters. W. HAMMER (O. AMPFERER und W. HAMMER, 1911) fand auf den Halden am

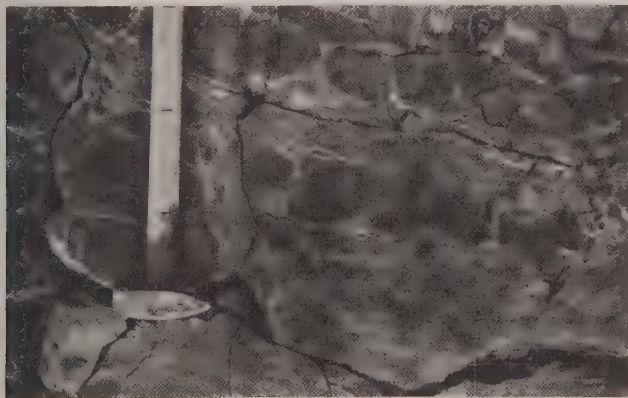
Nordfuss des Stammers in der obersten Val Bolchèras Kalkplatten mit zahlreichen Belemniten und betrachtete deshalb die Kalkschichten am Gipfelkamm und am Nordabfall als liasisch. Durch J. CADISCH (1934, 1950) wurde das Stammerprofil später wieder umgedeutet und die den Hauptdolomit unterteufende Serie in Rhät, Lias (Breecen und Kalke) und fraglichen Malm unterteilt.

Oberostalpiner Lias konnte in unserm Untersuchungsgebiet nur an der Stammerspitze nachgewiesen werden. Als transgressives Schichtglied wechselt er je nach Fundort lithofaziell sehr rasch. Teils sitzt er in diskordanter Lagerung taschenförmig in und auf Hauptdolomit, teils setzt er die Serie der rhätischen Stufe ohne grobklastischen Bildungen fort. Es bleibt deshalb nichts anderes übrig als einige Aufschlüsse näher zu untersuchen, von Fall zu Fall die stratigraphische Einordnung zu diskutieren und schlussendlich die Ergebnisse in einem Sammelprofil (Taf. VI) zu vereinigen.

Charakterisierung einiger typischer Aufschlüsse

1. Im NE-Kar der Stammerspitze, auf 2840 m 2870 m Höhe, ragen aus Gehängeschutt und Firnschnee einige Felsköpfe hervor, deren Detailprofil in Fig. 17 dargestellt ist:

Obwohl die hier verkehrte Serie nur stückweise zugänglich ist, macht sie uns doch mit einer gewissen Abfolge der liasischen Schichtserie bekannt. Belemniten-



Phot. L. Kläy

Fig. 18. Belemnitenführender, später Knollenkalk. Unterer Lias der Stammer-Serie.

führende, bankige, durch mergelige, eischüssige, ockerig anwitternde Streifen gekennzeichnete Kalke gehen gegen oben – 15 m davon sind unter dem Firn verborgen – in ebenfalls belemnitenführende, knollige Kalke über, deren Knollen aus blaugrauem, blaugrau verwitterndem, spätem Kalk bestehen und in mergeligem, braun anwitterndem, geschichtetem Kalk eingebettet sind. Den äusseren Aspekt dieses Knollenkalkes, eines für den Lias der Stammer-Serie sehr bezeichnenden Niveaus, gibt Fig. 18 vorzüglich wieder. Gegen oben folgt bunter Spatkalk, stellen-

weise brecciös und mit Einlagerungen dünnmächtiger, grünlicher Tonschiefer. Spätige Knollenkalke setzen von neuem ein und werden von braunschwarzen, matten Tonschiefern abgelöst. Darüber Schutt.

Wir geben im folgenden eine kurze makroskopische und mikroskopische Beschreibung einiger bemerkenswerter, in diesem Profil auftretender Gesteine.

Bunter Spatkalk

Von blossem Auge ist es ein massiges, homogenes Gestein mit rotvioletten und grünlich-bis olivgrauen Farbtönen. Gelegentlich kommt durch graue und rötliche Tupfen eine Sprengelung zustande. Daneben enthält der Kalk auch klastische, eckige Trümmer von roter Farbe.

Mikroskopischer Befund: Transversale, schiefe und longitudinale Schnitte durch Echinidenstacheln und Crinoidenstielglieder, deren Zellwände epigenetisch in Eisenoxyd, vermutlich Hämatit umgewandelt wurden und deren Axialkanäle ebenfalls von Eisenoxyden erfüllt sind; zahlreiche Spirillinen in Axial- und Äquatorialschnitten, deren kammerlose Schläuche durch eisenschüssige Lösungen imprägniert wurden; zahlreiche andere unbestimmbare Foraminiferenreste. Die Organismen liegen in einer grobkristallinen Grundmasse.

Nach der Dünnschliffuntersuchung ist das Gestein als ein bunter, echinodermen- und foraminiferenführender Spatkalk zu bezeichnen.

Detritisch-oolithischer Kalk

Aus dem gleichen Niveau, an die grünlichen Tonschiefer angrenzend, stammt ein grau-grünliger Kalk mit detritisch-oolithischer Struktur.

Dünnschliff: Der Kern der kugeligen bis ellipsoidalen, undentlich schalig-konzentrischen Ooide besteht zum grössten Teil aus intakten, eisenschüssigen, chloriterfüllten Spirillinenschälchen und Bruchstücken von Seeigelstacheln und Crinoidenstielgliedern, deren Siebstrukturen durch Imprägnation mit Eisenlösungen vorzüglich erhalten geblieben ist. Ebenfalls häufig anzu-treffen sind durchschnittlich 0,3–0,5 mm grosse Ostracodenschälchen¹²⁾. Zum anderen Teil bestehen die Kerne der Ooide aus anorganischen Kalkpartikeln oder aus Muschelschalentrümmern, wodurch im letzteren Falle das Ooid eine längliche Gestalt erhält. Anderen Trümmern fehlt ein schalig-strukturierter Mantel (Pseudooide). Als Zement figuriert ein dichter Kalk. Schon im Schliffbereich geht dieser stellenweise in feinkörnigen Kalksandstein über, der lokal durch limonitische und chloritische Substanzen verunreinigt und von grösseren Pyritkörnern und -kriställchen durchwachsen ist.

Aus den Dünnschliffbildern, die diese zoogenen, oolithischen Mikrobreccien liefern, ist die litorale Aufarbeitung (A. CAROZZI, 1953) der organischen Bruchstücke (gleiche Durchmesser des Detritus! usw.) ohne weiteres offensichtlich und steht im grössten Gegensatz zu dem ruhigen, kalkig-tonige Schlammabsätze liefernden Lebensmilieu der Krinoiden. Das feinkörnige Bindemittel dürfte, angeregt durch reichlich vorhandene, winzige und durch die Brandung oder den Wellenschlag aufgewirbelte Initialkeime direkt als Kalziumkarbonat aus dem übersättigten Meerwasser ausgefallen sein. Nach C. A. WICHER (1952) sind Involutinen (unsere Spirillinen), Trocholinen und Vidalinen Anzeiger für Riff-Fazies im weitesten Sinne, was der Mikrofazies der vorliegenden Gesteine nicht widerspricht.

Etwas weiter westlich stehen mergelige, belemnitenführende Kalkschiefer von flaseriger Textur an, die ihrem makroskopischen Habitus nach ins Hangende der oben erwähnten Knollenklake und bunten Spatkalke gestellt werden müssen. Nach dem mikroskopischen Befund sind es schiefrige, etwas mergelige Krinoidenspat-

¹²⁾ Herr Dr. H. Oertli, Bern, führte von dieser Gesteinsprobe einen Schlammversuch durch, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei. Leider liessen sich die Schälchen für eine nähere Bestimmung nicht isolieren.

kalke bis spätig brechende Krinoidenkalksandsteine, deren Verwitterungsfläche durch die herauswitternden Echinodermenbruchstücke getüpfelt erscheint.

Im Dünnschliff fallen die runden bis ovalen, mit einem deutlichen Zentralkanal versehenen Krinoidenstielglieder-Durchschnitte sofort auf. Sie sitzen zwischen spärlichem, mergelig-eisenschüssigem Bindemittel nahe beieinander. Bei stärkerer Verschieferung des Gesteins verschwinden durch Umkristallisation Gitterung und Zentralkanal der Echinodermenreste und zurück bleiben zum Teil gerundete, einheitlich auslöschende und zwillingslamellierte Kalzitindividuen.

Die Basis dieser flaserigen, blaugrauen Kalkschiefer bildet ein hier 2 m mächtiger, sehr heller und grobspätiger, massiger Kalk, der von Steinsberger Liaskalk nicht zu unterscheiden ist.

2. Am SW-Grat der Stammerspitze gehen noch zu besprechende (p. 414), verkehrt liegende, mergelige Knötchenkalkschiefer gegen oben (stratigraphisch unten) in massigere, linsig-texturierte Mergelkalkschiefer bis mergelige Kalke über. Dieser geringmächtigen Übergangszone schliessen sich gelblich verwitternde, blaugraue Mergelschiefer an, die metergrosse, taubengrau anwitternde, mittelspätige Kalklinsen (aufgearbeitetes Rhät!) enthalten. Eigentliche Breccien, von Liasbreccien anderer Örtlichkeiten am Stammerspitz nicht unterscheidbar, stellen sich ein. Als Komponenten wiegen wieder dunkelgraue, mittel- bis feinspätige Rhätkalke in mergeligem, gelbbraunlich anwitterndem Bindemittel vor. Ein isoliertes, grösseres Geröll aus hellem, lilafarbig anwitterndem, sehr grobspätigem Kalk voll Muscheltrümmer (Rhätumachelle) ist erwähnenswert. Darüber folgen Kalke und Tonschiefer des oberen Rhät. Gesteine wie bei 1. treten also nicht auf.

3. Am Gipfelkamm des Stammers folgt über dem Hauptdolomit eine 1–10 m mächtige Breccie, deren Komponenten eine sehr variable Grösse erreichen. Sie sitzt zum Teil taschenförmig und oft deutlich diskordant (Erosionsdiskordanz) in und auf dem Hauptdolomit. Tischgrosse bis 10 m grosse, dolomitische und kalkige Bruchstücke liegen in einem mergeligen bis tonigem Zwischenmittel eingebettet, wobei das Verhältnis Bindemittel-Komponente in weiten Grenzen schwanken kann. Örtlich sind rostig anwitternde, tiefschwarze und blaue Tonschiefer, braun verwitternde, flaserige Kalkschiefer und dickere Kalkbänke angehäuft und spiegeln so die rasch wechselnden Sedimentationsbedingungen trefflich wider. Die genaue Inventarisierung dieses transgressiven Gesteins ergab die alleinige Anwesenheit norischer, rhätischer und unterliasischer Schichtglieder. Wir konnten feststellen:

Graue Primärbreccien und graue Dolomite des Hauptdolomites; spätige und schalendurchsetzte Kalke mit Pentacrinusstielgliedern, gelblich anwitternde, grau-blaue, ziemlich dichte, oft schwach kalkige Dolomite, oolithische Kalke und gestreifte Kalkdolomitmischgesteine des Rhät; Dolomite mit Fischresten aus dem unteren Rhät; dichte, gastropoden- und spirillinenführende Kalke mit zum Teil onkoidischer Struktur von unterliasischem Alter.

Bemerkenswert ist die völlige Abwesenheit älterer Gesteinstypen wie Buntandstein, Verrucano, Kristallin. Bündnerschiefer-Typen fehlen durchwegs. Es hat demnach eine stratigraphische Aufarbeitung liasischen bis norischen Untergrundes der Stammer-Decke stattgefunden (marine Transgression). Einschlüsse von Dolomit und spätigen Kalken finden sich isoliert bis 30–40 m über dieser grobklastischen Basis, wobei einzelne Schollen 5–10 m Länge erreichen können. Gelegentlich kommt es zu Rekurrenzen, indem jüngere Breccienlagen mit den hangenden Mergelschiefern wechsellagern (periodische Zufuhr des Grobschuttes).

Mikroskopische Untersuchung dieser Breccien.

Während das Bindemittel keine Resultate lieferte, ergab das Studium der Komponenten die Anwesenheit von kleinen Gastropodengehäusen, Echinodermenresten, kleinen Lageniden und einigen Axial- und Medianschnitten von *Spirillina liassica* (JONES). Kleine, ringförmige Gebilde konnten nicht gedeutet werden. Eine Knolle aus dunkelblaugrauem Kalk, eingelagert in ausgewalztem Tonschiefer, enthielt u. d. M. neben unbestimmbaren organischen Resten eine *Glomastrops* sp. (revidierter Name, früher *Ammodiscus Brady*), eine Kleinforaminifere ohne Leitwert. Im nicht völlig rekristallisierten Kalkanteil ist das Gestein onkoidisch struiert.

Ebenfalls direkt auf dem Hauptdolomit liegt eine Breccie auf dem Nordwestabfall dieses Berges auf 2945 m Höhe, dort wo ein horizontales, 30 m hohes Dolomitband aus den weichern, zurücktretenden Kalkschiefern des ? Doggers herausausschaut. Als Komponenten sind graue Dolomite, zum Teil primärbrecciös, Kalke und gelblich verwitternde Dolomite mit gebänderter Textur, Kalke mit Korallen und blutrot Spatkalke (Hauptdolomit, Rhät und Liasgesteine aller Wahrscheinlichkeit nach) vorhanden.

Örtlich, z. B. am Stammerwestgipfel verkittet hornsteinartige, dunkelgraue Zementsubstanz das klastische Material. Der Gesamteindruck dieser Transgressions-Serie am Gipfelgrat der Stammerspitze ist ein sehr unruhiger. Eine genaue Aufnahme mittels Detailprofilen wäre ziemlich zwecklos, da sich in horizontaler Richtung die Verhältnisse auf kürzeste Distanz ändern können. Stellenweise ist das klastische Rhätmaterial so stark angehäuft und teilweise noch im primären Verband, so dass die Entscheidung, ob Lias oder noch Rhät vorliegt, im Feld schwer fällt. Mittels Dünnschliffen konnte in Zweifelsfällen ohne Schwierigkeiten die Zugehörigkeit zu Rhät oder Lias ermittelt werden. Echinodermenreste und Ostracodenschälchen sprechen eher für Lias.

Über diesen Gesteinen am Gipfelgrat folgt ein sehr einheitlich ausgebildeter Gesteinskomplex, der nur ausnahmsweise in den unteren Partien vereinzelte grössere und kleinere Linsen und Schollen von älterem, aufgearbeitetem Material (vor allem Rhätkalke und Dolomite des Hauptdolomits) enthält. Er baut im grossen ganzen die nordwestfallende Flanke des Stammers auf und umzieht als Hangende des Rhät und Lias in lückenloser Folge die Süd- und Westwand in etwa 2850–3000 m Höhe als dunkles Band; im Nord- und Ostgrat tritt er infolge Verschuppung in doppelter Lagerung auf. Das Gestein, ein dunkelbraun anwitternder, frisch graublauer, tonig-kieseliger Knötchenkalkschiefer, ist nur an der Stammerspitze anstehend und fehlt sonst im ganzen Untersuchungsgebiet. Infolge des konstanten lithologischen Charakters ist dieser Horizont mit Leichtigkeit zu verfolgen. Nur gelegentlich wechselt der lithologische Charakter zu hellen, quarzitischen Kalkschiefern, wobei die Knötchen erhalten bleiben. Solche Einlagerungen fanden wir z. B. auf der Südseite des Stammers auf 2950 m in 6–7 m Mächtigkeit, oberhalb Kamm Tschütta, einem breiten Grastrücken südlich des Stammergipfels.

Gegen oben gehen diese Knötchenschiefer allmählich in die radiolarienführende Quarzite des Malm über. Auf der Südseite dieses Berges, auf 2870 m, in der Mitte der grossen Wand, ist dieser allmähliche Wechsel von mergeligem Kalkschiefer zu reinem Quarzit ausgezeichnet zu studieren. Von hier stammt folgendes Detailprofil (von oben nach unten, d. h. von Älterem zu Jüngerem):

1. Typisch rauh und braun anwitternde, mergelige Knötchenkalkschiefer mit radiolarienführenden Kalkbutzen in zurücktretendem, fein körnigem, kieseligen

mergeligem Zement. Auf den Schichtflächen treten aus der durch Serizit seiden-glänzenden Umgebung ca. $\frac{1}{2}$ – $1\frac{1}{2}$ mm grosse, grauschwarze Knöllchen hervor.

Dünnschliff

In den Kalkknöllchen eingestreut liegen massenhaft gut erkennbare Reste von sekundär verkarsteten Radiolarienskeletten (*Spumellarien* von 80–110 μ Durchmesser). Eine feine Lage von mittelkörnigem, kalkig-tonigem Kalksandstein ist der feinkörnigen, etwas tonig verunreinigten, quarzitischen Grundmasse eingeschaltet. Wir verweisen auf die von W. HAMMER (1914) publizierte Dünnschliff-Photographie (Taf. XXIII, 2) und auf deren Erläuterung im Text.

2. 20 cm graublauer, quarzitischer Kalkschiefer mit braunen und grauen Anwitterungsfarben. Die Tüpfelung ist noch wahrnehmbar.
3. 20 cm hellgrauer (mit schwachem Stich ins Grünliche), kalkiger Quarzitschiefer mit tonig-serizitischen Zwischenhäuten auf den Schichtflächen. Dünngeschichtet.
4. 3 m tiefer:
Reiner, lichtweisser Quarzitschiefer. U. d. M. durchwirken feinste Serizitschüppchen das fein- bis mikrokristalline Aggregat von Quarzkörnchen. Der Kalkgehalt ist verschwunden.

Mächtigkeit: Schätzungsweise 50–60 m.

Ein kontinuierlicher Übergang von Rhät in Lias, d. h. ohne Sedimentationsunterbruch und ohne Einschaltung einer Breccie konnte an einigen Stellen, so in der Stammersüdwand beobachtet werden. Tektonische Reduktion ist hier aber nicht ausgeschlossen, wie überhaupt die Kleintektonik die Klärung der Stratigraphie ausserordentlich erschwert.

Gegen die Basis zu werden diese Knötchenschiefer, dort wo die grobklastischen Bildungen fehlen, massiger und kalkiger, wobei die mergeligen, bräunlich verwitternden Kalkschieferpartien ausgeschwänzte Linsen von dunkelgraublauem, etwas spätigem Kalk umschliessen. Die Tüpfelung ist auf den Schichtflächen, wenn auch unauffällig geworden, noch erkennbar. Dünnschliffe durch die spätigen Anteile dieser massigen Knötchenschiefer ergaben die völlige Abwesenheit organischer Reste (keine Echinodermengitterung!).

Von grösserem Interesse war die Beobachtung eines lateralen Überganges von typischen Knötchenschiefern zu massigeren, belemnitenführenden Partien auf der NNE-Seite des Stammerspitz-Gipfels, 2910 m [821,24/199,25]. Noch besser werden die stratigraphischen Zusammenhänge im Lias durch einen Aufschluss am NW-Abfall unseres Gipfels erhellt, wo in 2950 m Höhe in verkehrter Lagerung auf Hauptdolomit und Rhät bunte, in den unteren Lias zu stellende Spatkalke und belemnitenführende Knollenkalke folgen. Anschliessend kam es zu einem unruhigen Sedimentationsverlauf, der zu grobklastischen Einlagerungen in tonig-mergeligem Füllmittel führte. Es ist kaum anzuzweifeln, dass dieselben Transgressionsbildungen wie am Gipfelgrat vorliegen, wenn auch durch tektonische Überprägung die Komponenten in der plastischen Grundmasse brotlaibförmige Gestalt angenommen haben. Es folgen gegen unten jüngere mergelige Knötchenschiefer.

In der unteren Falte der Stammer-Klippe (siehe Tektonik, p. 430) fehlen bei der Örtlichkeit Mitte Stammer-Südwand, 2960 m, ziemlich sicher primär brecciöse Einlagerungen zwischen Rhät und unterliasischen Knollenkalken, d. h. mit anderen

Worten, es findet hier ein kontinuierlicher, durch keinen Hiatus irgendwelcher Art unterbrochener Übergang von Rhät in Lias statt.

Fossilführung und geologisches Alter

Nach Besprechung einiger ausgewählter Detailprofile wollen wir uns dem Fossilinhalt dieser Schichten zuwenden.

a) Die bunten Spatkalke (p. 112) im Hangenden der Rhätschichten lieferten¹³⁾:
Nautilus sp. *Sinemurien*?,
Liogryphaea sp. (?), *Sinemurien* – mittlerer Lias,
Chlamys sp. s. l. (*Pectinidae*),
Liotrea cf. *arietis* (Qu.), vgl. F. A. QUENSTEDT, 1858, Taf. 10, Fig. 10.

In Dünnschliffen wurden festgestellt:

Echinodermen (Echiniden- und Krinoidentrümmer). Auch makroskopisch sind bei den letzteren die fünfseitigen Trochiten mit ihren fünfblättrigen Rosetten und gebuckelten Artikulationsflächen (Pentacrinen) häufig zu beobachten. Der Zentralkanal kann rundlichen oder fünflappigen Querschnitt aufweisen.

Ostracoden.

Spirillina (*Involutina*) *liassica* (JONES).

Über *Spirillina liassica*

Die völlig rekristallisierten Schälchen, deren Kammerlumina von ferritischer Substanz erfüllt sind, besitzen bei einer Dicke von 0,3–0,4 mm einen Durchmesser von 0,5–0,9 mm. Vergleichen wir unser Material mit den Mikrophotogrammen, die H. HAGN (1955) aus den Bayerischen Alpen und M. REICHEL (1955) aus dem unteren Lias von Pratteln (Pl. XV, Fig. 5) veröffentlicht, so fällt die unterschiedliche Grösse auf. Abgesehen von der Kleinwüchsigkeit unserer Formen, stimmen die Beschreibungen von J. SCHWEIGHAUSER (1950), der den *Spirillinen* von Arzo (Tessin) eine sorgfältige Detailstudie widmete, gut mit unseren Untersuchungsergebnissen überein. Zahl der Windungen, Quotient aus Breite und Höhe des Kammerquerschnittes, Grösse des Proloculus und andere Eigenschaften entsprechen sich an beiden Fundorten. Die unterschiedliche Gehäusegrösse kann auf ungünstige Lebensbedingungen wie sie (im Gegensatz zum südalpinen Schelfmeer des heutigen südlichen Tessins) auf den flachen Antiklinalrücken des oberostalpinen Geosynklinalraumes geherrscht haben mögen, erklärt werden. Infolge starker Umkristallisation liessen sich die Schälchen nicht isolieren und die äusseren Merkmale nicht erkennen, so dass deshalb der Bestimmung eine nicht zu vermeidende Unsicherheit anhaftet.

Nach den heutigen Kenntnissen geht *liassica* von den carnischen *Cardita*-Schichten bis höchstens in den Lias beta (Lotharingen der Franzosen). Gleichzeitiges Auftreten mit *Trocholinen* spricht nach C. A. WICHER (1952) für Lias beta.

Wie in den Bayerischen Alpen weisen unsere Formen ein über den inneren Windungen ausserordentlich stark entwickeltes, sekundäres Schalenmaterial auf. Dieses massive Pfeilerwerk ist nach WICHER als Indiz für Anpassung an einen ganz bestimmten Biotop mit starkem Wellenschlag zu bewerten. Nach diesem Autor, der bei unserer zur Diskussion stehenden Foraminiferengattung auf den von L. G. BORNEMANN (1874) irrthümlicherweise verwendeten Namen *Involutina liassica* (JONES) zurückgreift, stellen die drei Gattungen *Involutina*, *Trocholina* und *Vidalina* eine lückenlose Entwicklungsreihe und Riff-Anpassungsformen des schon seit dem Paläozoikum bestehenden Foraminiferengenus *Cornuspira* dar. Wenn sich dies bestätigen lässt, so werden diese bisher selbständigen Gattungen in den Rang von Subgenera absinken und sich der Name «*Spirillina*» für unsere Formen erübrigen.

Die teilweise starke Überkrustung der Gehäuse durch körnigen Kalk hängt mit der Ooidbildung zusammen und erfolgte nach dem Absterben des Organismus.

¹³⁾ Bestimmung der Makrofossilien durch Herrn Dr. L. PUGIN, Fribourg.

b) In den Knollenkalken stecken massenhaft Belemniten (Belemniten-schlachtfelder). Da diese im allgemeinen wenig präzise stratigraphische Anhaltspunkte geben, wurden sie nicht näher untersucht. Sie lassen sich übrigens im Feld nur mit grossen Schwierigkeiten aus dem massigen Fels herauslösen.

c) Die Transgressionsgesteine am Gipfelkamm lieferten:

Harpoceras sp.

Ein Externteil mit glattem Kiel und S-förmig geschwungenen, einfachen und ungeteilten Sichelrippen. Wir zitieren Herrn Dr. L. PUGIN, Fribourg (briefliche Mitteilung vom 15. 3. 1956), der die Bestimmung der schlecht erhaltenen Lias-Fossilien durchführte, der Einfachheit halber wörtlich: «C'est une empreinte d'*Harpoceras* typique, probablement de la zone à *Harpoceras falcifer*. Il peut s'agir aussi d'un Hildaites du genre *serpentinus*, mais ceci est moins probable et ne changerait rien à l'âge.» Unteres Toarcien.

Zeilleria sp. (Terebratulacea).

Die Bestimmung (eine spezifische war, da sich der Armfüsser ohne Zerbrehen nicht aus dem Gestein lösen liess, leider nicht durchführbar) verdanke ich Herrn Prof. Dr. F. LIEB, Basel. Lias – unterer Dogger.

und zahlreiche andere unbestimmbare Lamellibranchier.

Stratigraphische Zusammenhänge und Zusammenfassung

Was schon durch die geologische Untersuchung (Studium der Lagerungsverhältnisse, der lateralen und vertikalen Übergänge, Untersuchung der Breccien am Gipfelkamm usw.) wahrscheinlich gemacht wurde, fand damit paläontologisch eine eindeutige Bestätigung: Wir können in der Stammer-Serie einen unteren und oberen Lias unterscheiden, während mittlerer Lias nicht nachzuweisen war. Für die Knöchtenschiefer, welche ausser Radiolarien keine Fossilien enthalten, den oberliasischen Transgressionsbildungen unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen folgen und die Schichtfolge bis zu den noch zu besprechenden Kieselgesteinen (p. 419) im Hangenden kontinuierlich fortsetzen, folgern wir aus Analogieschlüssen mit ähnlichen Serien aus Nachbargebieten oberliasisches bis Doggeralter.

Der Kürze halber verweisen wir auf das kombinierte Sammelprofil (Taf. VI). Es wurde, wie schon erwähnt, aus zusammenhängenden Aufschlüssen zusammengestellt.

Die stratigraphischen Ergebnisse unserer Untersuchungen seien im folgenden noch einmal kurz in Form eines Schemas zusammengefasst:

3. Knöchtenschiefer (braune Mergelkalkschiefer mit kleinen, radiolarienhaltigen Kalkbutzen).

Im Hangenden normalstratigraphischer Übergang in die quarzitischen Gesteine des ?Malm.

? Oberer Lias–Dogger.

2. Nach Sedimentationsunterbruch und etwaigen, schwachen Verstellungen im mittleren Lias folgen über unterm Lias Transgressionsbildungen, am Gipfelkamm des Stammerspitzes bis auf Hauptdolomit transgredierend. Ammoniten,

Bivalven usw. Gegen oben Beruhigung des stürmischen Sedimentationsverlaufes und Übergang zu 3.

Oberer Lias (Toarcien).

1. Bunte Spatkalke, Knollen- und Streifenkalke mit Ammoniten, Belemniten, Bivalven, Echinodermenresten etc. in normalstratigraphischer Auflagerung (ohne Breccien und Diskordanzen) auf Rhät.

Unterer Lias (Sinémurien nachgewiesen).

Faziesvergleiche

a) Bei den verschiedenen Teilelementen der Schamser-Decken sind nur bei der Gelbhorn-Decke (H. JÄCKLI, 1941) schwache Analogien mit dem Lias der Stammer-Serie zu konstatieren, während in der Marmor-Zone des Östschams und in der Serie von Crestota (V. STREIFF, 1939) der Lias eine abweichende Ausbildung aufweist.

b) Tasna-Decke. Auf kursorischen Begehungen in der unteren Val Triazza und Val Lischana (südlich Schuls), sowie bei Ardez und bei Kartierungsarbeiten im Fimbertal hatten wir Gelegenheit die unterostalpinen Liasgesteine näher kennen zu lernen. Sehr helle, krinoidenführende Spatkalke (J. CADISCH, 1941), wie sie für die Tasna-Decke charakteristisch sind, konnten am Stammerspitz nur an einer Stelle beobachtet werden. Belemnitenführende Sedimentärbreccien und polygene, kristallinführende Konglomerate, bzw. Breccien fehlen überhaupt. Es besteht ein deutlicher fazieller Gegensatz im Lias der beiden Serien.

c) Unterengadiner Dolomiten. In der Lad-Scholle (G. TORRICELLI, 1955) fehlen liasische Absätze völlig, während der Lias in der Piz S-chalembert- und in der westlichen Piz Ladgruppe (Searl-Decke) eine enorme Mächtigkeit erreichen kann (W. SCHILLER, 1904 und 1906; G. BURKARD, 1953; G. TORRICELLI, 1955). Wie am Stammerspitz transgrediert hier der Lias diskordant auf Hauptdolomit, arbeitet Hauptdolomit und Rhät auf und geht gegen oben in Kalke und Kalkschiefer über. Mehrmalige Transgressionen sind in der Stammer-Serie nicht festzustellen, was indessen kaum als ein abweichendes Faziescharakteristikum zu bewerten ist. Wohl fehlen in der Piz S-chalembertgruppe Schiefer vom Typus «Allgäuschiefer» oder unserer Knötchenschiefer, in der Ladgruppe werden aber den Allgäuschiefern ähnliche, dünne, gelbliche bis dunkelgraue, mergelige und tonige Schiefer mit kohligen Resten von SCHILLER angeführt, deren Mächtigkeit aber eine unbedeutende ist.

In der Lischana-Gruppe setzen nach W. SCHILLER (1904), A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (1915) über einer sehr mächtigen, basalen Liasbreccie und auflagernden bunten Kalken und roten Tonschiefern schwarzgraue, kalkarme bis kieselig-tonige Schiefer mit charakteristischen rostbraunen Flecken ein, die sich von Allgäuschiefern nur durch ihre Kalkarmut unterscheiden.

d) Bessere Übereinstimmung besteht mit der Schichtfolge der Tschirpen-Decke. Leider unterscheidet sich die in der stratigraphischen Tabelle von R. BRAUCHLI (1921) gegebene Einteilung etwas mit der im Text gegebenen, so dass man nicht genau weiss, woran man sich zu halten hat.

e) Auf der Ortler-Decke werden Lias und Dogger in der Fazies der Fleckenmergel (bis 500m mächtig, in den tieferen Partien mit Hornsteinkalken, Konglomeraten, Krinoiden- und Kieselkalken) beschrieben (W. HAMMER, 1908; H. ROESLI, 1927; U. KAPPELER, 1938). Auch hier ist eine deutliche Zweiteilung in differenzierte unterliasische Absätze und eine monotone Schichtfolge des oberen Lias – ?Doggers festzuhalten.

ZUSAMMENFASSUNG

Trotz eingehender, mühseliger Vergleichsanalyse kann eine bestimmte Zuordnung des Lias der Stammer-Serie zu einem benachbarten Element ähnlicher tektonischer Stellung nicht gegeben werden. Werden indessen die grossen Züge der faziellen Ausbildung ins Auge gefasst, so lehnen sich Lias und Dogger am Stammerspitz an diejenige anderer oberostalpinen Einheiten an.

4. Quarzite, Radiolarite, quarzilitische radiolarienführende Kalkbreccien, Kalkschiefer, Kalkmergel und Tonschiefer (? Malm)

Geologisches Vorkommen

Diese wechsellagernden und sich seitlich vertretenden, recht verschiedenartigen Gesteine fassten wir im Felde zu einem einheitlichen Komplex zusammen. Dieser bildet den lotrechten, nur an wenigen Stellen durchsteigbaren Wandgürtel, der den Stammerspitz im S, W umzieht und im NW von einigen Schuttrinnen unterbrochen wird. Auf der Samnauner Seite ziehen diese Sedimente, allerdings grösstenteils unter Gehängeschutt und Eis verborgen, ebenfalls durch. Am Stammerspitz ist die Schichtfolge am mächtigsten entwickelt und scheint im primären Gesteinsverband vorzuliegen.

Gesteinsabfolge

Ein Detailprofil (Fig. 19) gibt über die vertikale Verteilung der Gesteine Auskunft. Makro- und Mikrofossilien mit Ausnahme von Radiolarien fehlen. Von dichteren Kalkschiefern wurde eine Anzahl Dünnschliffe angefertigt, in denen aber keine Organismenreste zu erkennen waren. Das Karbonat ist zur Hauptsache rekristallisiert, der primäre feine Kalkschlamm, der bei nicht metamorphen Gesteinen eine schleierartige Trübung der Dünnschliffe verursacht, wurde durch Sammelrekristallisation grobkörniger und klar durchscheinend.

Wir stellen beim Betrachten einiger Profile, die wir hier aber nicht alle wiedergeben können, eine gewisse Gesteinsabfolge fest:

Kontinuierlich gehen die mergeligen, braun anwitternden Knötchenschiefer des Doggers in eine ca. 10 m mächtige Serie von grasgrünen, kalkfreien und plattigen Quarziten über, die im oberen Drittel (in den Profilen, da die Schichtfolge verkehrt ist, unten) eine 20 cm dicke Quarzitlage mit den auffälligen, kalkigen, radiolarienhaltigen Fragmenten enthält. Anschliessend kommt es wieder zu kalkigen Absätzen: Kalkschiefer, kalkige Mergel, aber auch Tonschiefer gelangen in Wechselagerung zur Ablagerung. Unten wird das Profil tektonisch abgeschnitten ohne dass eine Diskordanz festzustellen wäre.

Ein zweites, abweichendes Profil wurde auf der NE-Seite des Stammerspitzgipfels auf ca. 2870–2930 m aufgenommen:

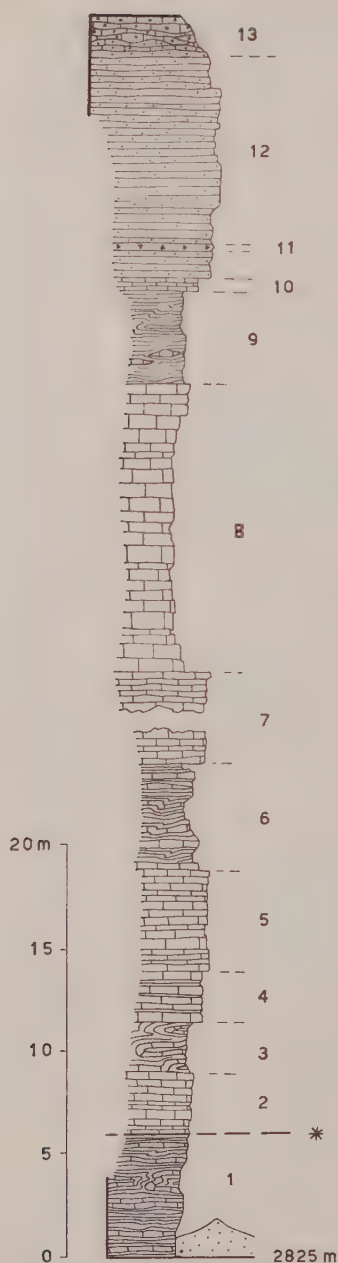
Auf die mergeligen Knötchenschiefer folgen die Quarzitschiefer mit den radiolarienführenden Kalkkomponenten. Nach ungefähr 1 m setzen kalkfreie bis manchmal etwas kalkige Quarzite ein, die nach etwa 25 m wieder dieselben bemerkenswerten, roten Knöllchen aufweisen. Graue, rekristallisierte Kalkschiefer setzen die Serie nach oben fort, werden aber schon nach einigen m durch Firnschnee der weiteren Beobachtung entzogen. Da keine Beweise für eine Verschuppung vorliegen, sind Rekurrenzen in der Sedimentation anzunehmen.

Mächtigkeit: 40–70 m.

Lithologischer Charakter einiger Gesteinstypen

QUARZITISCHE RADIOLARIENKALKFEINBRECCIEN

In allen Profilen erscheinen rosarote bis dunkelrotviolette und grünliche, plattige, manchmal massige Quarzite bis Quarzitschiefer mit Linschen und selten eckigen Fragmenten von tiefrotem Radiolarienkalk. Wir vermuten in den stark gepressten, schwach epimetamorphosierten Gesteinen quarzitisches Kalkbreccien, also klastische Ablagerungen.



Unterostalpine Basalschuppe

- 1 Feinblättrige, halbphyllitische Ton- und Kalkschiefer in mm- bis cm-feiner Wechsellagerung (unterostalpiner Flysch).

Stammer-Serie

Malm

- 2 Atypische, graue Kalke in 5–15 cm dicken Bänken
- 3 Dünnschichtige Kalk- und Tonschiefer in Wechsellagerung.
- 4 Dunkelblaugrauer Kalk in 10–15 cm dicken Lager und mit eingelagerten Tonschiefern.
- 5 Orange gelb anwitternde, frisch hellgraue, rekristallisierte Kalkschiefer in Lagen von 1–3 cm.
- 6 Blauschwarze Ton- und Kalkschiefer. Schichtung unregelmässig.
- 7 wie 5. untergeordnet Kalkmergel- und Tonschiefer 19,5 m.
- 8 Dunkelgrauer, getüpfelter Kalk, orange gelb und blaugrau anwitternd.
- 9 wie 3, mit Linsen von massigem, rekristallisiertem Kalk. Östlich der Profilinie mit faust- bis nussgrossen Geröllen aus gestreiftem, dichtem Dolomit (schwach kalkig und mittelgrobspätig).

- 10 60 cm rekristallisierte Kalkschiefer.

- 11 Rotvioletter, 20 cm mächtiger Quarzit mit roten radiolarienführenden Kalkknöllchen.

- 12 Grasgrüne, reine Quarzitschiefer in 1–3 cm feiner Lagen.

? Dogger

- 13 Braune, quarzitische Kalkmergelschiefer, getüpfelt sog. «Knötchenschiefer». Übergang von 10 zu 11 allmählich.

Fig. 19. Lithologisches Detailprofil durch den Malm der Stammer-Serie am Stammerspitz (oberste Val Bolchères).

Mikroskopischer Befund: In einer gleichmässig feinkörnigen, kieseligen Grundmasse mit verzeigten Kalzit rhomboederchen schwimmen bis 4-7 mm grosse, meist lebhaft rot gefärbte Kalkfragmente, die zum grösseren Teil linsig flachgedrückt sind, zum Teil aber noch ihre primäreckigen Umrisse behalten haben. Im Kern dieser Linsen aus dichtem, durch braunrotes, ferritisches Pigment gefärbtem Kalk sind Reste von rundlichen Radiolariengerüsten (Spumellarien; mützen- und helmförmige Durchschnitte konnten nicht beobachtet werden) als lichte Flecken ausgespart. Die Radiolarienskelette sind sekundär karbonitisiert. Durchmesser der Radiariengehäuse: 0,06-0,15 mm.

CHLORITFÜHRENDER, KALKIGER QUARZSANDSTEIN

Ein grüngetüpfeltes, quarzreiches Gestein von der Nordostseite der Stammerspitze erwies sich u. d. M. als ein chlorit- und serizitführender, kalkiger Quarzsandstein. Die Chloritblättchen sind von Glimmer vollständig durchwachsen. Im quarzitischem Zement frei schwimmende Karbonat rhomboeder sind durch nachträgliche Rekristallisation zwischen xenomorphen Quarzkörnern entstanden.

RADIOLARITE

Tiefrote, echte Radiolarien hornsteine von einigen cm Dicke sind in der Stammer-Serie nur auf der Südseite der Stammerspitze auf Kote 2880 gefunden worden. Auf den Schichtflächen ist das verschieferte, mit grünen Quarziten wechsellagernde Gestein stark verglimmert.

Dünnschliff-Untersuchung: In blass- bis dunkelroter, opaker Grundmasse von ineinander verzahnten Quarzkörnern von 0,01 mm Durchmesser sind massenhaft lichte, rundliche bis ovale Flecken in Grösse (0,10-0,17 mm) und Form der Radiolarien ausgespart. Die leuchtende Rotfärbung kommt durch ein äusserst fein verteiltes, in der Reflexion intensiv rot gefärbtes, ferritisches Pigment zustande, das die Grundmasse stellenweise völlig verdeckt. Mützen- und helmförmige Durchschnitte fehlen, ebenso Stacheln und Fortsätze, zum Teil dürften die feinen Anhängsel durch den Rekristallisationsprozess aufgelöst worden sein. Grobe Poren der ursprünglichen Gitterstruktur sind dann und wann noch sichtbar. Spumellarien (nach der Systematik von E. HÄCKEL) sind vorherrschend.

«HYÄNENMARMOR»

Auf dem NW-Abfall der Stammerspitze stehen marmorisierte, linsig ausgebildete und rötlich geflammte Kalkschiefer mit feinen, grünlichen Serizit-Zwischenlagen an, die eine starke Ähnlichkeit mit den aus der Platta-Decke als «Hyänenmarmor» beschriebenen Gesteinen besitzen.

Im NW der Stammerspitze sind die apfelgrünen, plattigen Quarzitschiefer mit Flecken eines tiefgrünen Minerals belegt.

Chemische Diagnostizierung: Unter CO_2 -Bildung löste sich der grüne Belag in Salpetersäure auf. Versetzen mit Kaliumferrocyanid ergab einen rotbraunen Niederschlag von $\text{Cu}_2[\text{Fe}(\text{CN}_6)]$. Die Mikroreaktion mit Kaliumquecksilberhodanid war gleichfalls positiv (R. L. PARKER, 1941).

Diese malachitischen Anflüge sind wohl mit den Ophiolithintrusionen, im speziellen mit der Einwanderung von spilitischem Material zwischen unterer und mittlerer Schuppe der Stammer-Klippe (vgl. p. 447) in genetische Beziehung zu bringen.

Geologisches Alter

Da ausser Radiolarien Fossilspuren nicht vorhanden sind, sind wir auf Vergleiche mit Serien anderer tektonischer Einheiten angewiesen. Radiolarite und Radiolarien hornsteine und damit wechsellagernde Gesteine werden auf Grund einer

reichhaltigen, bestimmbaren Fauna der darüber einsetzenden Aptychenkalke im Gebiete der heutigen Scarl-Decke wie auch in Mittelbünden in den Malm, gelegentlich die liegenden Anteile noch in den Dogger gestellt.

Näher lässt sich das geologische Alter für die besprochene Gesteinsreihe nicht präzisieren. Wie weit die hangenden, kalkigeren Schichten in der Zeitskala hinaufreichen, ist ebenfalls nicht zu ermitteln.

Im Zusammenhang mit der Altersfrage ist ein kurzer historischer Rückblick lehrreich:

Bei W. PAULCKE (1904, 1910) finden wir keine Angaben über diesen markanten Horizont. W. HAMMER (1914) schlug diese Serie zu den basalen Bündnerschiefern und wollte von den Tüpfelschiefern im Sockel der Stammer Spitze bis zu diesem Komplex eine vollständige Übergangsreihe feststellen. Die scharfe tektonische Trennung an der Basis der Stammerklippe konnte dieser Autor nicht erkennen. Seine Dünnschliff- und Gesteinsbeschreibungen haben indessen ihren Wert behalten, wir nehmen stets Bezug auf sie. Im «Geologischen Führer der Schweiz» spricht J. CADISCH (1934, b) erstmals die Vermutung aus, dass es sich um jurassische Schichtglieder (Oberjurakalke und fragliche Radiolarite) handeln könnte. W. MEDWENITSCH (1953, b) fand diese Serie in einer Mächtigkeit von 10–20 m am Pezid-Kamm auf 2770 m aufgeschlossen und stellte sie als stark reduzierten permo-skythischen Horizont an die Basis der hochpenninischen Bündnerschiefer. Bezugnehmend auf die Schweizer Untersuchungen erwägt letzterer jedoch die Deutung dieser Gesteine als Oberjura-Radiolarite. Ausser einer kurzen Angabe über die Gesteinsfarbe (weiss, apfelgrün und violett) wird aber leider keine genauere Gesteinsbeschreibung gegeben, die zu Vergleichszwecken von Nutzen gewesen wäre.

Nach unseren Untersuchungen, insbesondere nachdem ein normal-stratigraphischer Übergang zwischen den in den Dogger zu stellenden Knöchtenschiefern und den Quarziten, Radiolariten und quarzitischen Radiolarienkalkbreccien im Hangenden gesichert werden konnte und mittels Vergleichen mit anderen bündnerischen Vorkommen von Kieselgesteinen oberjurassischen Alters können wir die von J. CADISCH (1934, b) ausgesprochene Zuordnung zum Malm bestätigen. Zahlreiche Gesteinsschliffe durch die relativ dichteren Kalkpartien lassen auch nicht die geringste Spur von Mikrofossilien (Calpionellen!) erkennen.

Fazieller Vergleich mit Malmgesteinen anderer Schichtreihen

a) Schamser-Decken. Aus der Marmor-Zone beschreibt V. STREIFF (1939) einen zum Malm gestellten Serizitmarmor, dem eine frappierende Ähnlichkeit mit marmorisierten Kalkschiefern am Stammer nicht abzusprechen ist. Darüber hinaus fehlt jedwede Analogie mit den pseudoostalpinen Schamser-Decken. Auch die Untersuchungsergebnisse von H. JÄCKLI (1941) bringen in dieser Beziehung nichts Neues. Faziesanklänge an unterostalpine Serien werden von letzterem verschiedentlich betont.

b) In der Tasna-Decke, dieser der Falknis-Sulzfluh-Decke Nordbündens äquivalenten tektonischen Einheit im Unterengadin, fehlen oberjurassische Radiolarite und quarzitisches Radiolarienkalk-Feinbreccien, dagegen treten im Gegensatz zur Stammer-Serie rote Schiefer mit kalkigen Lagen, polygene Breccien (analog der Falknis-Breccie), massige Kalke vom Typus Sulzfluh-Kalk auf. Beiden Serien gemeinsam sind aptychenkalkähnliche Gesteine und ihre schwach metamorphen Produkte wie marmorisierte Kalke mit grünlichen, serizitischen Lagen («Hyänenmarmore» des Oberengadins), weisse Quarzite, wenig typische sandig-kieselige Schiefer und graue Kalke.

c) Ebenso lassen sich gegenüber den Malmgesteinen der Unterengadiner Dolomiten (Scarl-Decke mit Lad-Scholle) eine Reihe von Unterschieden fazieller Natur zusammenstellen, so am Piz S-chalembert: a) Rote Mergelkalke mit Aptychen und einer artenreichen Fauna, sowie Vererzungserscheinungen fehlen in der Stammer-Serie; b) echte Radiolarite sind am Stammer-spitz äusserst spärlich; c) am Piz S-chalembert transgrediert der Malm direkt auf Lias, resp. auf Hauptdolomit; d) quarzitisches Radiolarienkalkbreccien, ein sehr leicht kenntliches Gestein,

werden weder von W. SCHILLER (1904) noch von G. BURKARD (1953) erwähnt; e) der *Acanthicus*-Kalk fehlt am Stammerspitz; f) die Gesteinsfolge der Stammer-Serie ist gleichförmiger und variiert zwischen grauen, tonigen Schiefern-Kalken-Quarziten (resp. Radiolarienhornsteinen).

In beiden Gebieten unterlagern die kieselschalenreichen Gesteine die karbonatischen Bildungen. Beiden Schichtreihen sind marmorisierte, aptychenkalähnliche Gesteine und Radiolarite gemeinsam, am Stammer allerdings in verschwindender Mächtigkeit.

Im übrigen Teil der Unterengadiner Dolomiten werden von A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (1915) Malmgesteine aus der Lischana-Gruppe zitiert, die mit der Stammer-Serie nur generelle Übereinstimmung aufweisen. Weder bunte, schieferreiche Radiolarite, bzw. Hornsteine, noch bunte Aptychen- und *Acanthicus*-Kalke mit artenreicher, gut erhaltener Fauna sind am Stammerspitz vorhanden. Auch ist die Lagerung des Malm im Lischana-Gebiet stellenweise transgressiv, und es überlagern im Gegensatz zur Stammer-Serie die kieselschalenreichen die kalkigen Schichtgesteine.

Mit anderen mittel- bis oberostalpinen Deckeneinheiten Mittel- bis Südbündens ist die Analogie in Bezug auf Lithologie und Mächtigkeiten ebenfalls nur vage und allgemeiner Natur.

ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHISCHEN ERGEBNISSE

Die Stammer-Serie reicht von der oberen Trias bis in den Malm (vgl. Taf. VI). Als älteste und mächtigste Bildung ist der Hauptdolomit das hervorstechendste Glied unserer Schichtreihe. Es fehlen ihm aus tektonischen Gründen basale Anteile. Das Rhät liess sich in zwei faziell etwas abweichende Unterstufen gliedern und konnte durch eine leidlich erhaltene Fauna belegt werden. Auch beim Lias konnte eine verfeinerte Stratigraphie aufgestellt und die verschiedenen Gesteinsfolgen in einen zeitlichen Zusammenhang gebracht werden. Es liess sich dabei ein das Rhät ohne Sedimentationsunterbruch überlagernder, unterer Lias von einem bis auf Hauptdolomit transgredierenden, oberen Lias unterscheiden. Diese Transgression erfolgte von S her. Mit den Verhältnissen in der Stirnpartie der Scarl-Decke steht dies im Einklang (vgl. W. SCHILLER, 1904 und 1906; A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, 1915, G. BURKHARD, 1953; G. TORRICELLI, 1955). Durch einen kontinuierlichen Sedimentationsverlauf im Hangenden des Lias musste für einen zeitlich nicht näher abgrenzbaren Komplex Doggeralter angenommen werden. Das Malmalter für die Quarzit- und Radiolaritgesteine und die dazwischen geschalteten Kalkschiefer konnte nur durch Vergleiche mit benachbarten ostalpinen Schichtreihen wahrscheinlich gemacht werden. Ob die Stammer-Serie noch Teile der unteren Kreide umfasst, wissen wir nicht.

ZUR BILDUNGSGESCHICHTE DER STAMMER-SERIE

Die bedeutende Mächtigkeit des lithologisch sehr einheitlichen Hauptdolomites kann nur durch andauernde Senkung des Meeresuntergrundes während einer Inundationsphase erklärt werden. Ruckartige Bewegungen und damit verbunden submarine Rutschungen sind in der Literatur vielfach für die Entstehung der Primärbreccien verantwortlich gemacht worden. Allgemein gilt der Hauptdolomit als Flachsee-Absatz, abgelagert in einem relativ ruhigen Schelfgebiet und ohne jedwelle Beeinflussung vom Land her. Teilweiser chemischer Niederschlag von Kalk, bzw. Dolomit ist nicht ausgeschlossen.

Die Fossilarmut wird von manchen Autoren auf einen sekundären Dolomitierungsprozess zurückgeführt. Gegen oben wird der Hauptdolomit schwach tonig, feinste Tonlagen beginnen sich einzuschalten, und erste Kalke stellen sich ein. Der Übergang zum Rhät ist trotzdem ziemlich scharf, das Rhätien ist schon nach we-

nigen Metern durch Leitfossilien sicherzustellen. Das reichliche Auftreten von tonigem Material und die Funde von lagunären oder terrestrischen Pflanzen im unteren Rhät sprechen für Landnähe, die zahlreichen Korallenstöcke, die Oolithbildung usw. lassen auf geringe Meerestiefe schliessen. Im oberen Rhät gewinnt die rein kalkige Fazies die Oberhand. Neben Molluskenschalen, oft zu fossilem Schill angehäuft, charakterisieren riffbildende Korallen das Ablagerungsgebiet als tropisches Schelfmeer. Bunte Spat- und Knollenkalke mit typischer Mikrofazies (Ooide, Echiniden- und Krinoidenreste, Spirillinen usw.) lassen ein Andauern der Riffbildung bis in den untern Lias annehmen. Diese Gesteine lassen sich am Stammerspitz nur sporadisch feststellen. Sie sind in der Stammer-Serie, nachdem es zu einer Kippung der Unterlage kam, fast durchwegs einer von Süden fortschreitenden Transgression zum Opfer gefallen. Über diesen grobklastischen Transgressionsbildungen, deren Einordnung in den oberen Lias sich auf leitende Fossilien stützen konnte, folgen kieselige, kalkig-tonige Knötchenschiefer des Doggers, die wir, da Fossilien fehlen, den «Allgäuschiefern» und den «Fleckenmergeln» anderer oberostalpiner Faziesräume gleichsetzen. Die Lithofazies deutet auf ein allmähliches Absinken des Meeresbodens während der Doggerzeit hin. Im Malm gelangen rein kieselige Gesteine (Quarzite und Radiolarite) mit kalkigen und mergeligen Zwischenlagen zur Vorherrschaft. In kieseliger Grundmasse einsedimentierte Radiolarienkalkpartikel lassen auf minime Bewegungen an der Jura-Kreide-Wende schliessen. Jüngere Bildungen sind wohl infolge tektonischer Einflüsse nicht vorhanden.

Ohne Mühe lässt sich aus dem geschilderten Sedimentationsverlauf ein rhythmischer Zyklus (vgl. P. ARBENZ, 1919) erkennen: Inundation im mittleren, Regression des Meeres im oberen Norien und im Rhät, die wahrscheinlich sogar bis zur Trockenlegung und Abrasion des Festlandes im mittleren Lias führte. Anschliessend erfolgte eine tiefgreifende Transgression im oberen Lias und allmähliche Absenkung des Meeresbodens im oberen Lias und fraglichen Dogger. Dichte Kalkschiefer, geringmächtige Radiolarite und Quarzite, deren Ablagerungstiefe kaum eine bedeutende gewesen sein kann, schliessen die Stammer-Serie ab.

ERGEBNISSE UNSERER VERGLEICHsstUDIEN

Schon J. CADISCH (1934, a) hielt Vergleiche ostalpiner Trias-Serien für problematisch, da die Fazies in diesen karbonatischen Ablagerungen ausserordentlich rasch wechsele. Als erschwerender Umstand erwies sich im weiteren die auf komplizierter Lagerungsweise und Fossilarmut zurückführende, mangelhafte Kenntnis der Stratigraphie benachbarter, zum Vergleich herangezogener Gebiete. So kommt es oft zu einer blossen Aufzählung verschiedener Gesteinstypen und -aufschlüsse, deren gegenseitiger Zusammenhang nicht ermittelt werden konnte und oft leider auch nicht versucht wurde. Die Methoden der verschiedenen Bearbeiter sind nicht die gleichen, die oft recht willkürliche Redaktion wissenschaftlicher Publikationen und insbesondere das Fehlen von Mächtigkeitsangaben und Sammelprofilen erleichtern das Literaturstudium keineswegs. Den Faziesschwankungen innerhalb einer tektonischen Einheit wird nicht immer die nötige Beachtung geschenkt, vielfach sind sie auch aus tektonischen Gründen nicht mehr rekonstruierbar. Bei sehr raschem Fazieswechsel wie solcher als Folge einsetzender orogenetischer Bewe-

ungen im Lias der ostalpinen Decken die Regel ist, wird der Wert einer Gegenüberstellung überhaupt illusorisch. Nur das generelle Faziesbild und nicht aberrante Gesteinstypen dürfen für Vergleichszwecke herangezogen werden.

Im folgenden seien die einzelnen in Frage kommenden Faziesräume und ihr Sedimentinhalt noch einmal streiflichtartig der Stammer-Serie gegenübergestellt und zusammengefasst.

Schamser-Decken

Wir stützten uns zur Hauptsache auf die Detailuntersuchungen von R. STAUB (1934, a), V. STREIFF (1939) und H. JÄCKLI (1941). Die Aufnahmsergebnisse des südlichen Westschams (Zürcher Schule) standen leider nicht zur Verfügung. Ungeachtet der noch bestehenden Meinungsverschiedenheiten über die tektonischen Zusammenhänge konnten brauchbare Vergleichsergebnisse gewonnen werden. Um die Wiederholungen zu vermeiden, verweisen wir, was die tektonischen Zusammenhänge betrifft, auf obige Autoren, sowie auf J. CADISCH (1953).

Ein unserem Hauptdolomit entsprechendes Gestein fehlt in den Schamser-Decken gänzlich, hingegen zeigt das Rhät teilweise gute Übereinstimmung, obwohl es in der Stammer-Serie differenzierter ausgebildet ist und grössere Mächtigkeit aufweist. Im Lias ist eine Parallele nur insofern vorhanden, als gegen oben einförmige, tonigere Absätze sich in beiden Serien einstellen. Ausser einigen wenigen ähnlichen Gesteinstypen lässt sich auch im Malm eine Analogie der Gesteinsfolge nicht erkennen. In den konfrontierten Schichtreihen finden sich nähere Übereinstimmungen lithologischer und fazieller Art nur in der «Serie von Crestota» (V. STREIFF, 1939) und in der sog. «Gelhorn-Decke» H. JÄCKLI's (1941) und zwar auch nur in den tieferen Niveaus. Aber selbst da sind diese zu wenig überzeugend als dass weitgehende tektonische Schlüsse gerechtfertigt wären. Die Schamser-Decken weisen nach JÄCKLI zum Teil unterostalpine Fazieszüge auf. Wir können sie deshalb nicht mit der Stammer-Serie parallelisieren. Es sind innerhalb des penninischen Raumes fremdartig wirkende Bildungen, deren grosstektonische Stellung keineswegs von allen Bearbeitern gleich gedeutet wird.

Tasna-Decke

Lithologie und Mächtigkeit des Triasdolomites der Tasna-Serie weichen stark ab, Rhät fehlt. Typische Steinsberger Spatkalke und polygene Breccien des Lias fehlen anderseits am Stammer-spitz, Radiolarite und quarzitische Radiolarienkalkbreccien des Malm dagegen in der Schichtreihe von Ardez. Von einer faziellen Gleichstellung kann keine Rede sein.

Tschirpen-Decke

Zwischen Hauptdolomit und Rhät schaltet sich in der Tschirpen-Decke im Gegensatz zur Stammer-Serie eine 25 m mächtige, fossilere, kalkig-dolomitische Zone (norisch-rhätisches Grenzniveau) mit roten und gelben, mergeligen Bänken ein, in der Stammer-Serie halten dagegen die Dolomiteinschlaltungen bis ins obere Rhät an. Lias und fraglicher Dogger haben in beiden Serien grosse Ähnlichkeit. Der am Tschirpen bis auf Hauptdolomit transgredierende Malm überlagert an anderen Örtlichkeiten den Lias mit dichten Kalkschiefern, Radiolariten und Tonschiefern. Wenn sich auch im einzelnen fazielle Divergenzen zeigen, so weicht die Stratigraphie der beiden, zur Diskussion stehenden Decken nirgends erheblich von einander ab. R. BRAUCHLI (1921) kommt, basierend auf stratigraphischen Vergleichen, bei der Beurteilung der tektonischen Zuordnung der Tschirpen-Decke zu keiner eindeutigen Lösung. Sie wurde von J. CADISCH (1934, a) unter Vorbehalt als nördliche Abspaltung der Silvretta-Decke ins Oberostalpin gestellt.

Ortler-Decke

In beiden Schichtreihen stimmen obere Trias bis Malm auffallend gut überein. (K. ZOEPF-PRITZ, 1906; A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, 1915; W. HEGWEIN, 1927; F. ROESLI, 1927; U. KAPPELER, 1938). Hauptdolomit, obernorische Dolomite und Rhät weichen faziell überhaupt nicht ab. ZOEPFPRITZ u. a. wiesen in grauen Kalken am Monte Motto (Livigno-Lappen der Ortler-Decke) unteren Lias (Hettangien und Sinémurian) nach. Der obere Lias-?Dogger ist als sehr mächtiger Allgäuschiefer (Fleckenkalke und -mergel) entwickelt (ROESLI). Im Malm der Ortler-Decke folgen

über grünem Hornstein roter Radiolarienhornstein und Kalke in Wechsellagerung (ungefähr 20 m mächtig in der Casana-Serie von ROESLI und bei HEGWEIN).

Quaternals-Decke

Der Hauptdolomit der Quaternals-Decke, der mit dem der Stammerspitze einigermassen übereinstimmt, geht gegen oben in einen Komplex von wechsellagernden Kalken und Dolomiten über (Oberrhätien). Der Ausdruck «norisch-rhätisches Grenzniveau» wurde von SPITZ und DYHRENFURTH (1915) geschaffen, die darunter einen Gesteinskomplex mit einer Mischfauna aus norischen und rhätischen Elementen verstanden; er wird von W. HEGWEIN (1927) mit Recht abgelehnt. Das Rhät weist grossere fazielle Gegensätze auf. Jüngere Stufen fehlen in der Quaternals-Gebirgsgruppe (Schweizerischer Nationalpark).

Unterengadiner Dolomiten (Scarl-Decke und Lad-Scholle)

Hauptdolomit und Rhät beider Decken stehen sich recht nahe. Bemerkenswert ist allerdings die geringe Verbreitung des letzteren in den stürzwärtigen Partien der Scarl-Decke. Auch die basischen Bildungen und der Dogger stimmen im wesentlichen faziell überein. Im Malm sind stärkere Abweichungen vorhanden.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Schamser-Decken und unterostalpine Einheiten im Rhätikon, Mittelbünden und Unterengadin (Falknis-Sulzfluh-Decke, Tasna-Decke) besitzen nur vage Analogien mit der Stratigraphie der Stammer-Serie. Im speziellen ist die dürftige Ausbildung der Trias und des Lias in der Tasna-Decke bezeichnend, während die Aroser Zone (vgl. Sammelprofil von H. GRUNAU, 1947) eine eher vermittelnde Stellung zwischen Falknis-Sulzfluh-Decke einerseits und Aroser Dolomiten und Ortler-Decke andererseits einnimmt. Mit der Tschirpen-Decke besteht ziemlich gute Übereinstimmung. Dagegen lässt sich eine nur auf stratigraphische Vergleiche sich stützende, direkte Ableitung der Stammer-Serie von der Scarl-Decke nicht rechtfertigen. Eine beinahe identische Ausbildung vom Hauptdolomit bis zum Malm und weitgehend übereinstimmende Mächtigkeiten zeigt die von R. STAUB (1924) ins Mittelostalpin gestellte Ortler-Decke. Der letztere bezog 1937 die Stammer-Klippe aus dem Ortlergebiet. Aroser Dolomiten (vgl. R. BRÄUCHLI, 1921)¹⁴⁾ und Bergünstöcke (vgl. E. OTT, 1925 und F. FRIE, 1925) zeigen – abgesehen von bedeutenderen Mächtigkeiten – in ihrer Faziesentwicklung enge Verwandtschaft mit der mittelostalpinen Ortler-Decke. Mit dem Rhätikon besteht generell gute Übereinstimmung (siehe D. TRUEMPY, 1916; P. ARNI, 1926; W. LEUTENEGGER, 1928 u. a.). Ein Plattenkalkniveau fehlt jedoch am Stammerspitze. Die normal Silvretta-Kristallin aufliehenden, oberostalpinen Sedimentmassen des Landwasser-Hochducan-Gebietes unterscheiden sich durch enorme Mächtigkeiten und das Fehlen jüngerer Schichten als Rhät. Faziesanklänge an südalpine Triasbildungen sind nach H. EUGSTER (1923, b) vorhanden.

Die Stammer-Serie weist mittelostalpine Faziesentwicklung (betr. Abgrenzung des Mittelostalpins von oberostalpinen Schichtreihen siehe J. CADISCH, 1953, p. 242) auf. Eine direkte Beziehung zu einem benachbarten Deckenelement kann nicht nachgewiesen, aber wahrscheinlich gemacht werden. Faziell steht die Stammer-Serie der Schichtserie der Ortler-Decke am nächsten.

¹⁴⁾ STAUB stellt die Aroser Dolomiten seit 1937 ins Oberostalpin.

B. TEKTONIK

Bisherige Untersuchungen

Seit ihrer Entdeckung im Sommer 1902, erfuhr diese Klippe mesozoischer Gesteine mannigfache tektonische Umdeutungen. W. PAULCKE (1904) bezeichnete sie als «riesige, auf jüngere Bündnerschiefer überschobene Triasscholle», an deren Basis er eine mit Triasgesteinen verknüpfte und verquickte Spilitlage auffand. Weiterhin verband dieser Verfasser die Stammergesteine über das Gipsvorkommen von Chè d'Mutt oberhalb Ravaisch (Samnaun) hinaus mit den reduzierten Triaseinspitzungen und Spilitlagen am Munt da Cherns und Fliesserberg im nördlichen Samnauntal und bezeichnete diese grosse, innerste Störungszone im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters als «Stammerüberschiebung». In einer späteren Publikation werden von W. PAULCKE (1910) an der Stammerspitze 3 verschiedene tektonische Elemente auseinandergehalten:

3. Eine wahrscheinlich zweigeteilte Decke mit ostalpin entwickelter Fazies als höchstes tektonisches Element.
2. Die sogenannte «Rhätische Decke» wird nach PAULCKE durch die basischen Eruptiva repräsentiert. Grünliche und rötliche, zum Teil kalkige Schiefer (unsere Mahngesteine!) werden als Eruptivkontaktgesteine gedeutet.
1. Als Basis figuriert die sogenannte «Bündner Decke», die unserem heutigen basalen Bündnerschiefer entspricht.

Auf die damalige Decketerminologie einzugehen, verzichten wir und verweisen auf die treffliche Darstellung der geschichtlichen Entwicklung von R. STAUB und J. CADISCH (1921).

W. HAMMER (1911) verneint als «Antinappist» entschieden und mit stichfesten Argumenten die Einschaltung einer «Breccien-Decke» am Stammerspitz und betrachtet im weiteren das Bündnerschiefergebiet im Unterengadin als ein Senkungsfeld mit randlichen Überschiebungen und Übereinanderschuppungen. Nach diesem Autor ist der Stammerspitz aus Schollen zusammengeschohen.

10 Jahre später interpretieren R. STAUB und J. CADISCH (1921) die mesozoischen Gesteine der Stammerspitze als eine verschleppte, linsenförmig anschwellende, triasisch-liasische Basischolle einer mittleren Schuppe der mächtigen, unterostalpinen Schuppenzone. Das von R. STAUB (1926) nach Herausgabe des «Bau der Alpen» (R. STAUB, 1924) gezeichnete Querprofil durch diesen Alpensektor stützt sich offensichtlich auf diese Anschauungen.

Im «Geologischen Führer der Schweiz» kommt J. CADISCH (1934, b) zu einer wesentlich anderen Auffassung, vergleicht er doch die Stammer-Serie mit den «pseudoostalpinen» Schamser-Decken Mittelbündens und stellt sie als deckentrennendes Element in die penninischen Bündner Schiefer des Fensterinnern, wodurch erstmals eine tiefgreifende Zweiteilung am Nordrand der Schiefermassen erreicht wird. Der Westgipfel der Stammerspitze selbst wird als einheitliche, NW vergierende Stirn einer liegenden Falte aufgefasst, diskordant auf jüngere, vermutlich kretazische Bündnerschiefer aufgeschoben. Dieser Auffassung entsprach das im Postroutenführer «Unterengadin-Samnaun» der PTT, Bern (1948), enthaltene tektonische Kärtchen mit der Gliederung des Penninikums in eine oberpenninische Stammer-Serie und einen basalen Bündnerschiefer-Komplex.

R. STAUB (1937) zitieren wir der Kürze halber mit seinen eigenen Worten: „Könnte hier (am Stammerspitz) nicht ein verlorenes Verbindungsstück zwischen Ortler- und Allgäu-Decke oder ein Schubsplitter aus dem Ortler selber vorliegen?“ Gestützt wird diese Hypothese durch dürrtige Faziesanalogien mit der Ortler-Trias. Im beigegebenen Profil (Taf. II) skizziert STAUB den Stammerspitz-Gipfel als einen nach Norden verfrachteten und ins Unterostalpin von oben eingespiessten Schubspan und Ableger der mesozoischen Sedimentbedeckung der im Süden der Unterengadiner Dolomiten sich mächtig entwickelnden Campo-Decke s. I.

In einer neuen Studie finden wir von J. CADISCH (1950) erneut einige kurze Notizen, die für uns wieder von grösstem Interesse sind. Wir zitieren wörtlich:

Einige Schwierigkeiten bietet die tektonische Heimweisung der Klippe des Stammerspitz-Gipfels in der hinteren Val Sinestra. Hauptdolomit, fossilführendes Rhät, Liasbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk ruhen hier verfaltet und verschuppt den penninischen Schiefen diskordant auf. Die von W. PAULCKE seinerzeit angenommene Verbindung mit dem

Triaszug Chè d'Mutt Munt da Chers (Samnaun), das heisst mit unserer Champatsch-Serie besteht nach unseren neuern Aufnahmen nicht zurecht. Auf Grund von Vergleichen mit den jüngeren Schichtgliedern der Searl-Decke in den östlichen Unterengadiner Dolomiten betrachten wir die Stammerklippe als Abkommling dieser Einheit. Damit sehen wir uns vor die Frage gestellt, weshalb im Liegenden der Stammerserie die Tasna-Decke fehlt. Zukünftige Aufnahmen werden ergeben, ob diese Lücke durch Abscherung entstanden ist oder ob eine Reliefüberschiebung vorliegt.»

Die durch die salinare Trias von Chè d'Mutt und in der lateralen Fortsetzung nach NE und SW durch Dolomite, Radiolarit-, Quarzit- und Grünschieferlinsen getrennte höhere Abspaltung der penninischen Schiefer, kann nach diesem Autor als Oberpenninikum mit der Schuppenzone des Piz Champatsch nördlich Schuls in Zusammenhang gebracht und mit der Platte-Decke Südbindens in Beziehung gesetzt werden. Diese höheren penninischen, der Margna-Decke äquivalenten, ausserordentlich einformigen Kalkschiefermassen werden am Piz Roz, wohl durch Verschuppung bedingt, bis 1000 m stark.

Trotz mannigfacher tektonischer Umdeutungen und verschiedener stratigraphischer Heimathung, die die imposante Stammer-Klippe im Laufe der Zeit erfuhr, erkennen wir aus diesem kleinen Kapitel alpingeologischer Forschung eine trotz aller Widerstände sich durchsetzende Konstanz im Fortschreiten unserer Erkenntnis über die geologischen Zusammenhänge im Gebirgsabschnitt des Unterengadiner Fensters.

1. Der Bau der Stammerspitze

Im folgenden besprechen wir die wichtigsten Strukturelemente der Stammer-Klippe.

a) Die basale Schubfläche

Der Kontakt zwischen oberostalpinen Schichtgliedern der Stammer-Serie und Flysch der unterostalpinen Basalschuppe ist ein tektonischer und weist keine grösseren tektonischen Komplikationen auf. Von einer Diskordanz ist nichts zu bemerken. Begleitet von Rauhwackezügen und Linsen von Dolomit und Ophiolithen, konnte diese Schubfläche in 2800 3000 m Höhe rings um den Stammer herum verfolgt werden. Gegen die Samnauner Seite wird sie durch Firnschnee, Gehänge- und Moränenschutt auf grössere Erstreckung überdeckt, und nur grössere Überschiebungsschürflinge gestatten den ungefähren Verlauf der Deckengrenze zu ermitteln. Auf 2795 m Höhe entspringt auf der Südwest-Seite der Stammerspitze am Fusse der überhangenden Malmquarzitwand eine von Gensen gerne aufgesuchte Quelle von ca. 6 l min (gemessen im August–September 1952 nach einigen Wochen trockenen Wetters und geringer Schneebedeckung). Andere winzige Wasseraustritte, ebenfalls alle an der Basis der klüftigen Stammergesteine, begleiten die Schubfläche auf der Südseite des Stammerspitz-Gipfels.

Durch die Erstellung einer Isohypsenkarte (Fig. 20) konnte die Sohlfläche der Klippe rekonstruiert werden. Auf diesem Kärtchen erkennt man ohne weiteres die langgestreckte, wannenförmige, nach ENE abtauchende Mulde, in der heute die Sedimente der Stammer-Decke eingebettet sind. Diese Struktur steht dem Baucharakter der penninischen Schieferrauhwacke fremd gegenüber (Richtung und Achsialgefälle weichen voneinander ab). Im SE der Stammer-Klippe ist deren Unterfläche an mindestens drei Stellen wellig verbogen, ohne dass es zu einer Zerschneidung der vermutlich älteren Struktur gekommen wäre. Diese schwachen Verbiegungen sind auf unserer Figur nicht dargestellt worden.

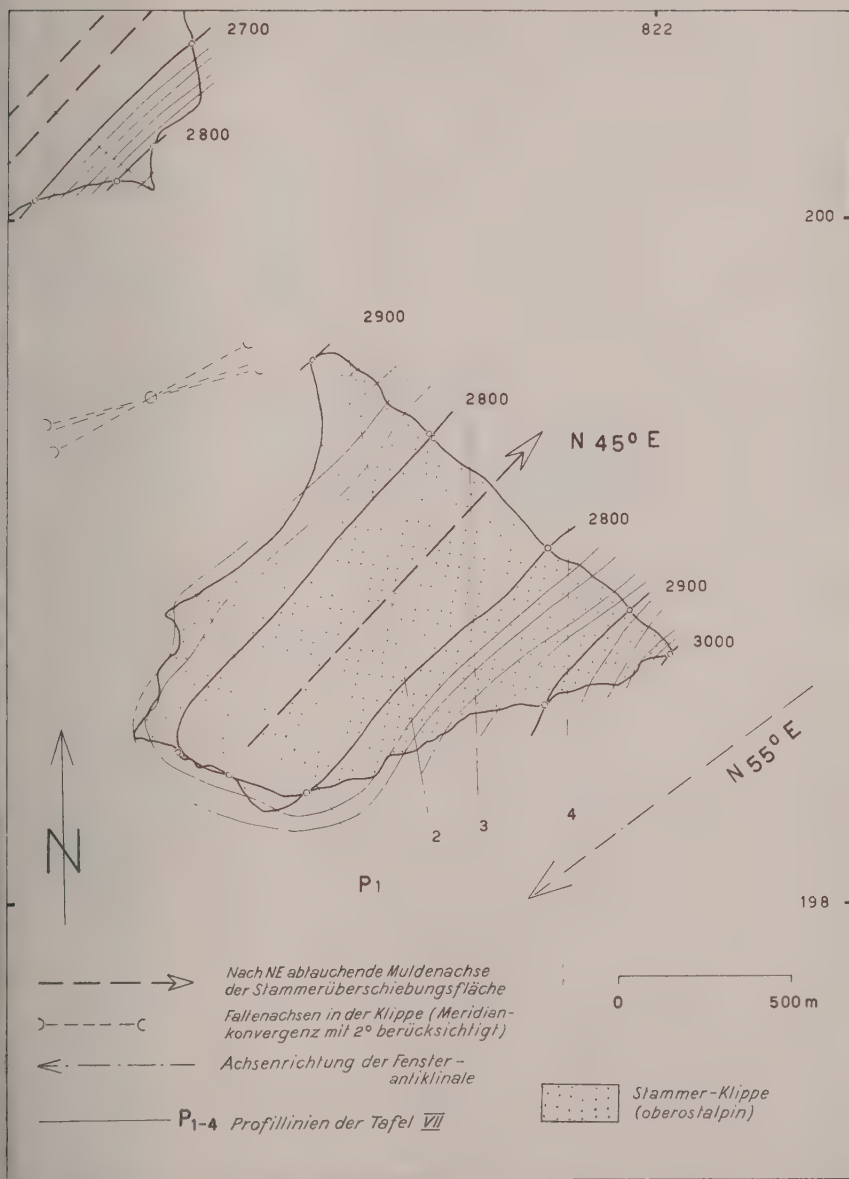


Fig. 20. Isohypsenkarte der Stammer-Schubfläche am Stammerspitz (Unterengadin), 1:20000. Äquidistanz = 20 m.

b) Die Verschuppung

Im Ostteil und am Nordgrat ist die Stammer-Decke durch einfache Verschuppung zweigeteilt. Über verkehrt liegendem Malm, Dogger, Lias und Rhät folgen wiederum Dogger, Lias und ältere Gesteine in gleichfalls verkehrter Lagerung. An der Gleitfläche konnten, wenn auch in geringen Mengen, grüne Spilitgesteine (vgl. p. 117 und Taf. X) festgestellt werden. Ophiolithe gelten allgemein als Gleitflächenindikatoren. Hier, ebenfalls an der Bewegungsfläche, erregte eine zerrüttete, etwa 10–60 cm mächtige Zone mit orientierten, tektonischen Geröllen unsere Aufmerksamkeit. Schwarze, glattpolierte, faust- bis über kopfgrosse Kalk- und Dolomitphakoide von ellipsoidischer Gestalt liegen zwischen Dogger-Knötchenschiefern oben und Rhätschichten unten. Die Längsachsen dieser brotlaibförmigen Körper wurden gemessen:

Streichen 310–320° E, Fallen 5–10° NW (Durchschnitt).

Im Westen der Klippe konnte eine Verschuppung nicht nachgewiesen werden. Das Gestein ist zu extrem verknetet, als dass eine sichere Diagnose noch möglich gewesen wäre. Da der Malm, obschon in längliche Schollen von Hausgrösse (Boudinage im grossen) deformiert, den Zusammenhang bewahrt hat, muss die Verschuppungsfläche höher oben durchgehen. Auch die westliche Partie der Klippe ist verschuppt, wenn auch ein eindeutiger Beweis dafür nicht zu erbringen ist (Fig. 22).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die Stammer-Decke am Stammerspitz in zwei Schuppen vorliegt:

- I. Eine obere, Norien bis Lias-Dogger umfassende Schuppe, verfalltet.
- II. Eine untere Schuppe mit verkehrter Schichtfolge (Rhät bis Malm) bildet eine einfach gestaltete, 40–80 m dicke Platte.

c) Der Faltenbau

Ein weiteres Strukturelement sind die Faltenstirnen, deren Achsen mit der unter a) erwähnten Mulde ungefähr konform verlaufen. Wie schon J. CADISCH (1931, b) erkannte, wird die Stammerspitze im grossen ganzen durch eine aus Hauptdolomit, Rhät und Lias gebildete, liegende Falte mit gegen NW vergierender Faltenstirn von beträchtlichem Radius aufgebaut, an deren Basis sich nach unseren Untersuchungen von SSE her eine zweite kleinere einzuschieben beginnt. Eine sichere Umbiegung in der oberen Falte konnte infolge Schuttüberlagerung und erosivem Abtrag leider nirgends konstatiert werden, und die Frage, ob tatsächlich eine liegende Falte oder ein aus Hauptdolomit und Lias bestehender Schubsparr vorliegt, konnte nicht mit der wünschenswerten Sicherheit beantwortet werden. Beim Vormarsch der Stammer-Decke wurden, durch mechanisch verschiedener reagierendes Baumaterial bedingt, die Falten verschert (nicht durch Antiklinal Längsscheitelbrüche, sondern an der Basis des starren Hauptdolomits). Siehe Fig. 21

Diese beiden Falten entsprechen allem Anschein nach auch der Deckenstirn der Stammer-Decke. Wir können sie zwanglos verbinden. An der Basis des oberen Hauptdolomit-Vorkommens setzen am Ostgrat (3030 m) unterrhätische Kalke Mergel und Tonschiefer ein, deren Schichtflächen örtlich von kleinen unbestimmten Muschelschälchen dicht übersät sind, deren Konvexseiten ausnahmslos

egen das Liegende gerichtet sind. Nach der Einkippungsregel von R. RICHTER (1942) sind diese Schichten überkippt und bilden damit das normale Hangende des Hauptdolomits. Für verkehrte Lagerung im Liegendschinkel der oberen Falte sprechen ebenfalls einige muschelführende Horizonte in der westlichen Stammer-artie.

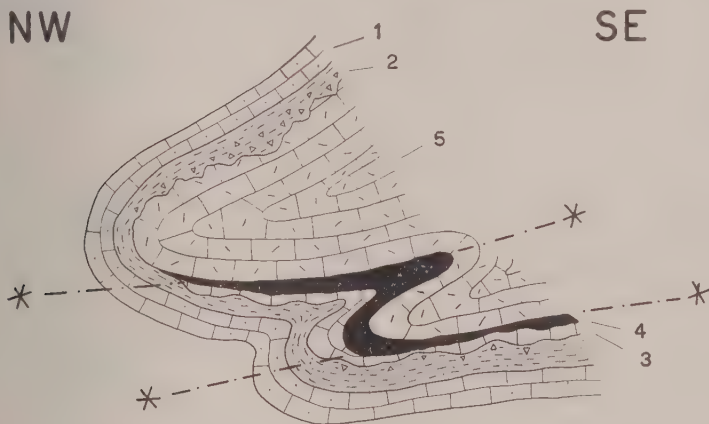


Fig. 21. Schema der Faltenverschönerung am Stammerspitze.

Legende: 5 Hauptdolomit 2 Oberer Lias, z. T. transgressiv
4 Unterrhät 1 Malm
3 Oberrhät

d) Querbrüche (Blattverschiebungen)

Ein weiteres, sehr charakteristisches Strukturelement stellen steil SW-fallende 80–85°) Querbrüche dar, welche die oben erwähnten Falten im rechten Winkel durchschneiden. Die Bewegungen verliefen zur Hauptsache horizontal in südöstlich-nordwestlicher Richtung, obschon waagrechte Gleitstreifen (Harnischstriemung) nicht beobachtet werden konnten. Allein in der westlichen Hälfte der Stammer-Klippe konnten 4 Rupturen dieser Art erkannt und teilweise ausgemessen werden (Fig. 22).

Schubweiten:

Bei Bruch	I wurde der	E-Flügel	ca.	1–2 m	gegen NW,
» »	II » »	» »	» »	10 m	» NW,
» »	III » »	» »	mindestens	30 m	» NW,
» »	IV » »	W-Flügel	ca.	7 m	» NW.

vorgeschoben. Bei IV ist, wie die Lagerung der Schichten zwischen Ost- und Westgipfel erkennen lässt, die nordöstliche Scholle nach N gekippt worden.

Die Malm- und Doggergesteine wurden durch diese Querbrüche weniger betroffen. Immerhin sind auf der Südseite des Stammergipfels (Taf. X) vertikale Sprünge von einigen Metern nachzuweisen.

In der östlichen Stammerhälfte streichen die beobachteten und vermuteten Blattverschiebungen etwas verschieden von den soeben erwähnten, nämlich un-

gefähr NNW SSE (Str. N 16 17° W). Bei VI wurde der Ostflügel vermutlich 5–6 m gehoben.

Schon im Winter 1952/53 ist uns beim stereoskopischen Betrachten von senkrecht aufgenommenen Fliegerbildern («Photoatlas der Schweiz» der Eidg. Landes-topographie, Bern) die regelmässige Zerstückelung der Gesteinsbänke durch saige stehende Klüfte aufgefallen. Eigentümlicherweise wiesen die nordöstlichen, gegen die Val Maisas schauenden Partien der Stammer-Klippe (Hauptdolomit) eine abweichende Kluftrichtung auf. Das Kluftsystem streicht nämlich ungefähr N 20–30° E, in der westlichen Gipfelpartie N 330–340° E.

e) Der Schollenbau

Für eine statistische Auswertung liegen zu wenig Messungen vor. Immerhin erlauben unsere Aufnahmen den Schluss, dass in der oberen Schuppe zwei relativ starre Klotze vorliegen (Fig. 22). Der westliche Block A wurde dem östlichen Block B an und aufgeschoben, wodurch der erste eine Drehung im Uhrzeigersinne erlitt. Auch bei der angeschobenen Scholle kam es zu einer schwachen, entgegengesetzten Ab-drehung. Die Lage der Gleitfläche macht diese gegenseitige Beeinflussung sehr plausibel. Ebenso kann durch diese Annahme die etwas abweichende Streich-richtung der Querbrüche im Ostgrat eher verstanden und die Entstehung dieser Rupturen einem einmaligen Akt zugeschrieben werden.

Wenn man vom Gipfel über den Nordgrat herabsteigt, stösst man am Grund der ersten Scharte (ca. 3030 m, Koord. [821,17 199,01]) auf eine kleine Linse von dunkelbraun anwitternden, tonigen Schiefern, deren Anwesenheit mitten im Hauptdolomit überrascht. Für eine direkte Verbindung mit den hangenden, auf Hauptdolomit transgredierenden Liasgesteinen liegt sie zu tief. Beim Abstieg durch die steile, von Schutt erfüllte Furche NW des erwähnten Punktes fiel uns der feuchte brecciöse Zustand des örtlich blossliegenden, aus Hauptdolomit bestehenden Runsenbodens auf. Durch die Beobachtung der in Hauptdolomit eingeklemmten tonigen Schiefer des Rhät und der tektonischen Breccie wird der präzise Verlauf dieser Bewegungsfläche von eher lokalem Interesse präzisiert.

NE gerichtete Aufschiebungstendenzen machen sich am westlichen Gipfelgrat bemerkbar. An einer ziemlich steil NW einfallenden Bruchfläche wurde der NW-Flügel auf ungefähr 15 m nach NE bewegt. Eingeklemmte, liasische Transgressionsgesteine lassen darüber keine Zweifel aufkommen. Obschon die Auswirkungen ohne Bedeutung sind, machen sie uns mit NE gerichteten Schubkräften bekannt. An der Basis der oberen Hauptdolomit-Falte kam es zudem zu Abschürfungen und Drehbewegungen von grösseren und kleineren Hauptdolomitpartien, so auf der Südseite der Stammerspitze direkt unter dem Ostgipfel.

Kleintektonische Komplikationen aller Art erschwerten die Abklärung der Lagerungsverhältnisse ausserordentlich. Insbesondere im Rhät mit seiner ausgeprägten Wechsellagerung vor starreren und plastischeren Schichten spottet die Lagerungsweise jeder Beschreibung. Die Kalk- und Dolomitbänke zerbrachen vielfach unter der Druckeinwirkung zu Breccien, wobei das bildsame, tonige Material als Zwischenmittel fungierte. Sekundärem, tektonisch bedingtem Anschwellen und Ausdünnen bis Abreissen der Gesteinsbänke und Schichtkomplexe begegnet man auf Schritt und Tritt. So sind z. B. die starren, oberrhätischen Kalkkomplexe in linsenförmige Schollen zerteilt worden und in das beweglichere Unter-rhät eingedrungen.

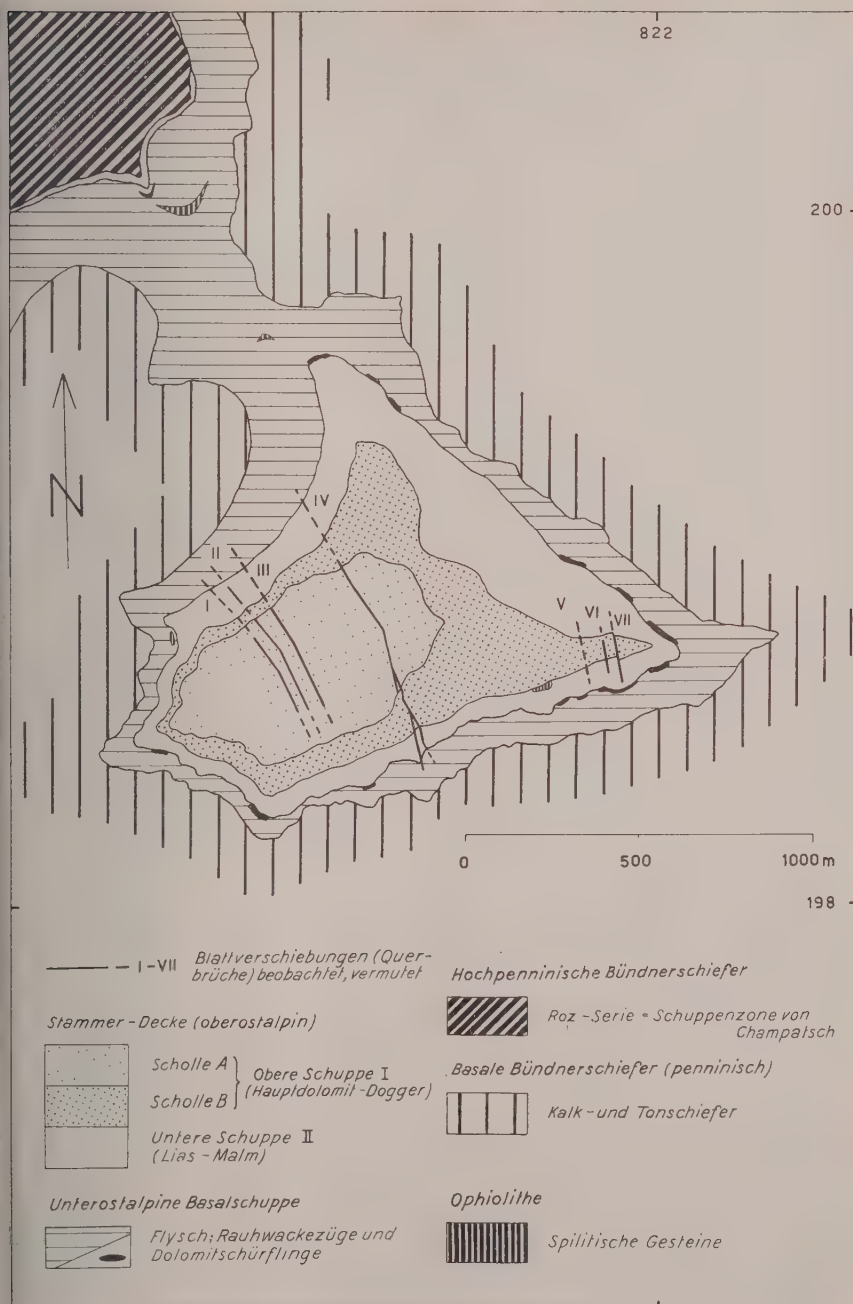


Fig. 22. Tektonische Kartenskizze des Stammerspitzes (Unterengadin). Maßstab 1:20000.

Die von HAMMER am Gipfelgrat beobachtete Diskordanz zwischen Lias und Hauptdolomit ist hingegen keine tektonische, sondern eine primär-stratigraphische. Aber auch tektonische Diskordanzen fehlen nicht. So ist der Hauptdolomit der unteren Falte in spitzwinkliger Diskordanz über die liegenden Rhatschichten hinweggeschoben worden. Andererseits mussten wir aus bestimmten tektonischen Überlegungen heraus durch völlig konkordante Schichtkomplexe Gleitflächen legen, die im Gelände auch bei genauester Beobachtung nicht festzustellen waren.

ZUSAMMENFASSUNG

Die konkordant auf jüngere, unterostalpine Flyschschiefer aufgeschoben oberostalpine Klippe der Stammerspitze besteht aus einer unteren Schuppe (I) aus verkehrt liegenden Rhat-, Lias-, Dogger- und Malmgesteinen und einer Hauptdolomit bis Lias-Dogger umfassenden, oberen Schuppe (II), wobei die letztere auf zwei NNW vergierenden, liegenden Faltenstirnen unterschiedlicher Schubweite aufgebaut wird. NW SE streichende, saigere bis sehr steil SW fallende Querbrüche schneiden die Falten in annähernd rechtem Winkel. NW gerichtete Schubkräfte verschoben gleichzeitig die einzelnen Segmente staffelartig in vornehmlich horizontaler Richtung (Blattverschiebungen). In der unteren Schuppe sind die horizontal sich auswirkenden Kräfte mangels Bezugsmarken schwieriger festzustellen, sind aber ebenfalls vorhanden. Die obere Falte, vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebaut, weist Schollenbau auf. Die westliche Scholle (A) ist an eine etwa 15° westfallenden Schubfläche von lokaler Bedeutung an die östliche (I) geringfügig an-, resp. aufgeschoben.

Der Bewegungsablauf

Ohne eine Phasenfolge der gebirgsbildenden Kräfte im Gebirgssektor des Untengadiners Fensters aufstellen zu wollen, können wir den Bewegungsablauf, der den fein ziselierten Bau des Stammergipfels entstehen liess, annähernd rekonstruieren. Es liessen sich folgende Einzelvorgänge auseinanderhalten:

1. Eine gegen NW gerichtete Aufschiebung und Einpressung der Stammer-Decke auf und in ein etwa 100 m starkes unterostalpinen Flyschpolster.
2. Vermutlich gleichzeitig Verschuppung im basalen Teil und Eindringen von vulkanischem Magma an der Gleitfläche. Schubrichtung unsicher, Bewegung wahrscheinlich nach NE.
3. Ausbildung NW SE streichender Querstörungen (und Klüfte). Sie verstellen am Ostgrat die Verschuppungsgleitfläche, sind also jünger als diese. Schubkräfte gegen NW gerichtet.
4. Als letzter Akt kann die Entstehung des Schollenbaues im oberen Teil und das gleichzeitige Abdrehen der einzelnen Blöcke durch einen gegen NE gerichtete Schub (evtl. auch Querschub, der gleichzeitig wie 1. und 2. zur Auswirkung kommen kann). Als weitere Indizien für eine NE gerichtete Schubtendenz sind die klein aber nichtsdestoweniger prinzipielle Bedeutung beanspruchende seitliche Verschiebung am westlichen Gipfelgrat und die Querverbiegungen der Klippenunterfläche auf der Südostseite der Stammerspitze zu bewerten.

Die Schichtglieder der Stammer-Klippe lassen sich, wie bereits in der Einleitung (p. 330) ausgeführt wurde, in stark reduzierter Form nach NE und SW verfolgen. Wir nennen diese Zone der Einfachheit halber *Chaminser Quetschzone*. Teilweise in zusammenhängenden Zügen und Bänken, mehrheitlich aber als linsenförmig

Schürflinge, stellen sie ein vorzügliches Mittel dar, basales Penninikum, bzw. unterostalpinen Flysch von den hochpenninischen Roz-Schiefen zu trennen. Es war uns deshalb sehr daran gelegen, diese isolierten Schollen als Deckenscheider aufzuspüren und, wenn immer möglich, die rudimentäre Stratigraphie der Stammer-Serie am Stammerspitz zu ergänzen. Diese Quetschzone enthält nur extrem ausgewählte, oft völlig zertrümmerte Gesteine, deren Risse nachträglich durch Quarz und Kalzit verheilt wurden.

2. Die Fortsetzung der Stammer-Decke gegen Nordosten

10 m nördlich Fuorela Chamins stehen Schichtglieder der Stammer-Serie wieder an. Wie Taf. VII erkennen lässt, sind die Lagerungsverhältnisse einfach gestaltet. Unweit nordwestlich des Passüberganges fanden wir die charakteristischen rotviolettgesprenkelten, quarzitischen Radiolarienkalkbreccien (Malm der Stammer-Serie!) wieder.

Die Stammer-Decke setzt sich in Form grösserer Gesteinszüge, mehr noch als isolierte Schollen aller Kaliber (einzelne Linsen sinken in ihrer Grösse bis auf einige Zentimeter Durchmesser ab) und aus wenig variierendem Gesteinsmaterial Quarzite und atypische Kalke des Malm) auf der ganzen Länge der Val Chamins fort. Von der Fuorela Chamins sinkt diese Quetschzone, von Spiliten begleitet, auf der linken Flanke des genannten Tales rasch abwärts, durchquert westlich Tal Musauna bei P. 1982 den Schergenbach und streicht unter dem Schutt auf der rechten Talseite des Samnaun in die Gegend oberhalb Ravaisch. Ein kleiner Felskopf bei Mutals [821,62,203,20] gibt, ohne dass Schürflinge sichtbar wären, einen Anhaltspunkt, wo die Überschiebungslinie durchzieht. Von der mittleren Val Chamins bis nach Ravaisch konnten tektonisch verschleppte Gesteine der Stammer-Serie – das Gelände ist fast durchgehend von Moränen- und Alluvialschutt überdeckt – nicht beobachtet und die tektonische Grenzlinie zwischen unterostalpinem Flysch und hangenden Roz-Schiefen nur durch den lithologisch markanten Unterschied der beiden Serien verfolgt werden.

Im Wäldchen nordöstlich des Weilers Ravaisch, 1810–1880 m, Koord. [823,6/04,8] stecken einige grössere, perlschnurartig angeordnete Schollen im Flysch-schiefer der unterostalpinen Basalschuppe, die folgende Gesteine enthalten:

Dunkelgraublaue Kalkschiefer mit gelbbraunen Belägen (analog Unterhät am Stammerspitz); Kalke mit Zentimeter bis Millimeter grossen, eckigen Dolomitstückchen wie sie für das oberrhätische Niveau der Stammer-Serie typisch sind; Dunkelgraublaue, massige Kalkbänke mit Schalenresten (Lumachelle).

Es besteht kein Zweifel, dass es sich um tektonisch verschürfte Rhätkomplexe der Stammer-Decke handelt.

Bei Chè d'Mutt liegt eine einfache Verschuppung vor (Fig. 1). Gips unterostalpiner Herkunft (vgl. p. 355) trennt eine ihrer lithofaziellen Ausbildung nach hochpenninische Lamelle von den hochpenninischen Roz-Schiefen ab.

Nordöstlich Chè d'Mutt steigt die Chaminser Quetschzone (inkl. Flysch der unterostalpinen Basalschuppe) auf der linken Talflanke des Samnaun, gekennzeichnet durch zahlreiche Linsen fremdartigen Gesteins, weiter an. Wie die geologische Lagerung dieser oft zu beträchtlicher Grösse anschwellenden Schollen erweist, liegt eine Schuppenzone vor. Im Tälchen nordwestlich Laret tritt auf dessen

rechter Seite eine kleine Quelle über einer Dolomitlinse zutage, die ebenfalls als Anzeiger stark gestörter Lagerung gelten kann.

Während einer eintägigen Begehung wurde der Gesteinsinhalt dieser Schollenzone einer sorgfältigen Prüfung unterworfen (von Tschischanager bis etwa zum Mühlbach nördlich Laret):

1. Als Hauptmasse treten Dolomite auf, deren Korngrösse, Gesteins- und Anwitterungsfarbe, textuelle Eigenschaften stark variieren. Eine sichere Zuordnung zum Hauptdolomit oder zur unterostalpinen Trias ist nicht möglich.
2. Hellgrau verwitternde, dichte Kalke von 1–2 m Bankdicke. Fossilifer. Tektonische und stratigraphische Zugehörigkeit unsicher.
Kalkmarmore von hellgelblich zu hellgrün wechselnder Farbe erinnern stark an Steinsberger Lias (Tasna-Decke).
3. Kristallin (vgl. p. 351),
4. Spilite.

Das Gebiet befindet sich z. Z. in Bearbeitung durch Prof. J. CADISCH, Bern.

Anlässlich einer im Sommer 1956 vom Berner Institut durchgeführten Exkursion stellten wir am Burgschroffen (1614 m) südöstlich Prutz (vgl. Geologisch Karte der Umgebung von Prutz im Oberinntal, W. HAMMER, 1914) folgende Verhältnisse fest:

Geringmächtige, von HAMMER nicht kartierte Gipslagen stehen östlich P. 88 auf Kote 1065 (nordöstlich Ried, Tirol) an und trennen «bunte Bündnerschiefer» (nach unserer Auffassung Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe) von «grauen, kalkigen Bündnerschiefern» (nach uns hochpenninische Serie). Auf diese tektonischen Naht entragen von 1300 m an aufwärts eine Anzahl Dolomitkeile dem waldbestandenen Gelände, die ausschliesslich aus einem grauen Dolomit zusammengesetzt sind und deren Unterlage durch grobblockigen, dolomitischen Gehängeschutt leider verdeckt ist. Am Fuss des Burgschroffen, dieser markante Felsklippe, nordwestlich P. 1614 unterlagert auf 1560 m eine einige m stark hauptsächlich aus grünlichweissen, sehr hellem, plattigem Quarzitschiefer (zweifellos sicher Malm der Stammer-Serie), atypischen Kalkschieferstücken und Dolomitkomponenten bestehende Breccie den Dolomitklotz. Grüne Diabasschiefer (Spilite) und Rauhwacken sedimentärer Abkunft sind gleichfalls dieser Breccie, die tektonischer Entstehung sein dürfte, eingeschichtet. Die Zugehörigkeit dieser dolomitischen Schollen zur Stammer-Decke ist wahrscheinlich, ein eindeutige Entscheid kann aber nicht gefällt werden.

Nachtrag

Am Burgschroffen, der höchsten Erhebung, verwittert der Dolomit örtlich mit späroidal-Absonderung. Kopfgrösse Kugeln mit brecciöser Innenstruktur werden von einer schalig zerfallenden, braunrot verwitternden Rinde aus mylonitisiertem Dolomit umschlossen. Diese Gebilde, deren Entstehung wir auf tektonische Vorgänge zurückführen, sind auf Scherzonen innerhalb der Dolomitmasse beschränkt.

Um unsere Auffassung zu stützen, führte Herr S. SCHILLING, Meersburg/Bern, eine Differential-Thermo-Analyse durch, wofür ihm, wie auch für die Unterstützung bei der Interpretation des Diagramms an dieser Stelle bestens gedankt sei. Eine lufttrockene Probe des tonartigen Schalenmaterials, das positiv auf die Hepar-Probe reagierte, ergab bei der Auswertung der Thermokurve neben einem geringen Gehalt an Pyrit, bzw. Limonit, etwas Kalzit, wenig Terrosa ähnlichen Substanzen als wichtigere Bestandteile Dolomit, resp. Magnesit (< 20%). Der thermisch inerte Hauptbestandteil konnte mit Hilfe dieser Methode nicht identifiziert werden.

Den Magnesit könnte man sich am ehesten aus dem Dolomit entstanden denken, indem das Kalzium bei der intensiven mechanischen Zertrümmerung weitgehend abwanderte.

Es wäre nicht uninteressant das ungelöste Problem weiter zu verfolgen.

W. HAMMER gab 1914 eine schematische Übersicht der Randzonen des nordöstlichen Teiles des Unterengadiner Fensters, die wir heute, unter Berücksichtigung der Arbeiten von W. MEDWENITSCH (1951, 1952, 1953a und b), wie folgt umdeuten:

Die von Triasschollen begleitete, sog. «innere Zone bunter Bündnerschiefer» ist mit dem Flysch unserer unterostalpinen Basalschuppe und der dieser NW Pfunds verschuppten Zone aufruhende Komplex von «grauen, kalkigen Bündnerschiefern» mit unseren hochpenninischen Roz-Schiefern zu parallelisieren (siehe auch die tektonische Karte von HAMMER, S. 512).

Auch im Nordostteil des Unterengadiner Fensters zeigen die tektonischen Einheiten tiefgreifende Verschuppung.

3. Die Fortsetzung der Stammer-Decke im Westen und Südwesten

Entsprechende, zu dieser Einheit gehörende Gesteine stehen in der hinteren Val Roz bei Cuogn Pedra Grossa, 2590 m an. Es sind bis auf wenige dm ausgewalzte Linsen aus grünem Quarzit. Koord. [819,9/199,92].

Bei Alp Chöglias (500 m NNE P. 2054) in der hinteren Val Chöglias ragt auf 2180–2290 m Höhe ein mächtiger, massiger Kalkkomplex aus den umhüllenden Schiefern hervor (Fig. 23). Eine Repetition der Malmkalke (Verschuppung) ist wahrscheinlich, da eine geringmächtige Ophiolitheinlagerung und brecciöse Lage eine Scherzone andeuten.

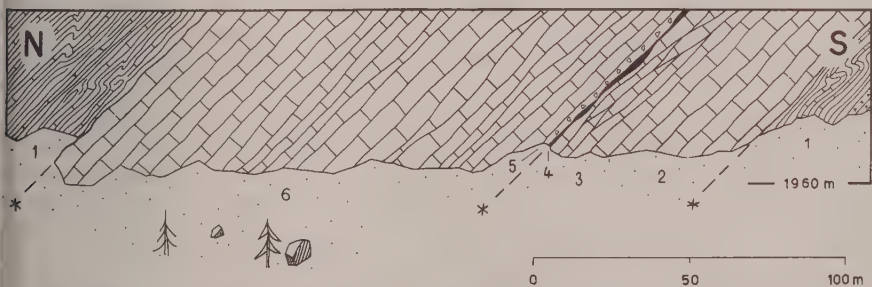


Fig. 23. Ansichtsprofil des tektonischen Schürflings der Stammer-Decke bei Alp Chöglias (500 m NNE P. 2054).

Stammer-Decke (Malm)

- 6 Hellgrauer, ziemlich dichter, mergeliger Kalk.
- 3 Lichtgrauer, etwas flaseriger, ziemlich dichter Kalk.
- 2 Auf dem Bruch schwarzblauer, braun verwitternder, feinspätiger Kalk.
- 5 Einige Zentimeter mächtige Kalkbreccie tektonischer Entstehung.

Ophiolithe

- 4 Ausgewalzte Spilitschiefer, einige cm, lokal anschwellend.

Unterostalpine Basalschuppe

- 1 Epimetamorphe, feinblättrige, wechsellagernde Kalk- und Tonschiefer, durch Serizit- und Chloritgehalt etwas grünlich gefärbt. Mit Breccien und Sandsteinen (unterostalpinen Flysch).

Weiter westwärts schneidet die Deckengrenze zwischen unterostalpinem Flysch und hochpenninischer Serie die Branca westlich Alp Chöglias (P. 2054) und gewinnt an den Osthängen des Piz Valpiglia rasch an Höhe. Bei 2340-2380 m sind einige bis 5-10 m grosse, zerbrochene Dolomitlinsen im Schiefer eingebettet (Koord. [818,075,197,975]), deren Kern von stärkerer Kataklyse verschont blieb und eine primärbrecchiöse Struktur zeigt, wie sie uns nur aus den Dolomiten der Stammer-Serie bekannt wurde.

Der Chaminser Quetschzone wurde von der leichten Geländedepression P. 2564 auf der Spi da la Muranza nach SW bis in die Gegend von Tiral in der hinteren Val Lavèr nachgegangen. Auf dieser ganzen Strecke fehlen Elemente der Stammer-Decke.

Nach freundlicher, mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. CADISCH Bern, ist im ganzen südwestlichen Fensterteil kein Vorkommen sicher identifizierbarer Gesteine der Stammer-Decke bekannt. Auch dem bei der Ch^{na} da Nalun (2280 m) nordwestlich Schuls durchziehenden Triasdolomit sitzt nach neuester Beobachtungen von Prof. CADISCH Lias in Steinsberger Fazies (Tasna-Decke) auf. Der Dolomit kann also nicht mit der Stammer-Decke in Zusammenhang gebracht werden (vgl. J. CADISCH, 1934, b).

4. Tektonische Beziehungen zu Nachbarelementen

Durch stratigraphische Vergleiche wurde die Herkunft der Stammer-Serie aus dem oberostalpinen Faziesbereich wahrscheinlich gemacht. Im folgenden sei der Versuch unternommen, durch Vergleich der transportierten, d. h. von primärer Strukturelementen der Stammer-Klippe mit denen anderer tektonischer Einheiten die Stammer-Decke auch tektonisch heimzuweisen.

Eine Verbindung nach N, d. h. mit den nördlichen Kalkalpen wie sie R. STAUR (1937) postulierte, soll hier nicht diskutiert werden.

Im S stossen wir auf die uns in erster Linie interessierenden Stirnteile der Scarl Decke. Hier unterschied W. SCHILLER (1904, 1906) als erster Bearbeiter schon früh zwei sich kreuzende Systeme von Faltenzügen, von denen das erste ENE-WSW das zweite und schwächere winkelig dazu (SSE NNW) streicht. Die faltenwerfende Kraft kommt nach SCHILLER aus SE (Oetzmasse!) und wurde in zwei Komponenten zerlegt (?). H. EUGSTER (1923), der sich mit dem SE-Rand des Unterengadiner Fensters beschäftigte, sei wörtlich zitiert: «Durch SE-NW-Schub entstanden NE streichende Falten, die später durch einen SW-NE gerichteten Deckenschub wahrscheinlich in der spätpenninischen Phase, in die NW-SE-Richtung umgedreht wurden.» Von noch grösserem Interesse sind für uns die Detailarbeiten von G. BURKHARD (1953). Im sog. Unterbau der S-chalembert-Gruppe herrscht ungefähr die gleiche Streichrichtung der Faltenachsen wie im mächtigen Gewölbe des Unterengadiner Fensters, nämlich N 60° E. Der Oberbau, Hauptdolomit und einen Teil des Lias umfassend, ist wie am Stammerspitz durch Schuppen- und Staffbruchtektonik gekennzeichnet. Falten mit ähnlichem Streichen wie im Unterbau fehlen nicht. Im Dachstock wurden unter der aus E-NE heranschließenden Oetz tal-Decke¹⁵⁾ NW-SE streichende Malm-Rollfalten zusammengeschoben. Ver

¹⁵⁾ G. TORRICELLI (1955), dessen Untersuchungsgebiet unmittelbar östlich an dasjenige von BURKHARD anschliesst, kennt diese Schubrichtung nicht.

schiedene Indizien lassen eine NW-SE streichende Querschiebung im Innern der Schalembert-Kette vermuten, die mit der von EUGSTER angegebenen, sekundären Schubrichtung übereinstimmt. Nach G. TORRICELLI (1955) ist in der Lad-Gruppe (Scarl-Decke) weder eine Phasenfolge der verschiedenen gerichteten Massentransporte noch ihre relative Bedeutung erkennbar. Ebenso ist eine saubere Trennung der verschiedenen Bewegungsrichtungen nicht durchführbar. Bei den wellenförmigen Verbiegungen im Oberen Gneiszug kann nicht entschieden werden, ob transportierte oder am Platze entstandene Strukturen vorliegen. Im Unterbau wurden ENE-WSW und vereinzelte W-E streichende, im Oberbau und Dachstock SW-NE streichende Faltenachsen gemessen. In der Lad-Scholle sprechen Schubflächenlage und Lage der Schichten selbst für einen Schub aus S, die Lage der Scholle für eine Bewegung gegen NW und W-E gerichtete Rutschstreifen in den Dachstock-Sedimenten und die postulierte Blattverschiebung in der obersten Val d'Ascharina für einen Schub in westlicher Richtung. Das Oetztal-Kristallin wurde nach diesem Bearbeiter wahrscheinlich aus E bis SE über die Sedimente der Scarl-Decke und Lad-Scholle geschoben.

Nicht nur die Stirnanteile, sondern auch die zentralen Partien der Unterengadiner Dolomiten (H. BOESCH, 1937) weisen dieselbe Überschneidung west- und ostalpinen Faltenelemente auf.

Es lässt sich trotz anfänglich verwirrender Vielfalt aus diesen Angaben ein Hauptfaltenelement herauslesen, dessen Streichrichtung je nach Bearbeiter und Geländeausschnitt zwischen WSW-ENE und SW-NE pendelt, mit dem SE-Rand des Fensters also annähernd parallel verläuft. Ein weniger ausgeprägter und jüngerer Schub aus SW bis WSW macht sich im Gebiet der Lischana-Gruppe und in den zentralen Unterengadiner Dolomiten bemerkbar. In der gegen NE auskeilenden Scarl-Decke sind im Gebiet des Piz Ajüz und Piz Lad die Verhältnisse aus leicht begreiflichen Gründen schwieriger zu entziffern. TORRICELLI kennt weder in der Scarl-Decke noch in der Lad-Scholle einen Schub aus SW. N bis NNW und W bis WNW gerichtete Kräfte machen sich stärker geltend.

Vergleicht man diese Ergebnisse aus den Unterengadiner Dolomiten mit den in der Stammer-Klippe gewonnenen, so überrascht die Übereinstimmung der strukturellen Elemente (vgl. Fig. 20) und der Phasenabfolge (p. 434) in beiden Einheiten.

5. Die tektonische Stellung der Stammer-Decke

Wird das Baumaterial der Stammer-Decke aus der Scarl-Decke bezogen, taucht sofort die Frage auf, welchen Vorgängen die erste ihre heutige tektonische Stellung verdankt.

M. RICHTER (1930) betrachtet das Unterengadiner Fenster, das er nach C. W. KOCKEL als «tektonisches Reissfenster» bezeichnet, durch eine Deckenzerreissung entstanden, d. h. von der ostalpinen Decke, die als Ganzes nach N wanderte, rissen sich nördliche Deckenteile los, so dass sich eine tektonische Bresche bilden konnte. Zu ähnlichen Überlegungen führen die Untersuchungsergebnisse von E. WENK (1934, b), der die Zusammenhänge des Gneiszuages Pra Putèr – Nauders («Oberer Gneiszug» der alten Geologen) mit der Silvretta-, Ötztal- und Umbrail-Decke (Uinakristallin + Scarl-Decke) überprüfte. Nach WENK keilt der Obere Gneiszug nach N

aus, der Silvrettaagneiskeil ist hingegen von oben eingespilzt. In die geschaffene Bresche, die vielleicht von einem Seitenarm des oligomiocänen Ur-Inn in ihrer Anlage mitbestimmt und später erweitert wurde (R. STAUD, 1934, b), drang bei der spätalpinen Aufschiebung der Ötztalmasse auf Silvretta- und Scarl-Decke ein stirnwärtiges Schichtpaket der letzteren Decke. Gleichzeitig wurden Flyschanteile der liegenden Tasna-Decke von ihrer Unterlage abgeschert und nach NW verfrachtet, während die kristalline Unterlage der Scarl-Decke im SE zurückblieb. In diesem Sinn könnte der von J. CADISCH (1950) ausgesprochene Gedanke einer Reliefüberschiebung an der Basis der Stammer-Klippe verstanden werden.

Ist die Stammer-Decke die Faziesvergleichsstudien lassen dies wahrscheinlich erscheinen ein Abkömmling der Ortler-Decke, so ist die Verbindung an der Basis der Scarl-Decke und des Oberen Gneiszes zu suchen. Tatsächlich könnten der Triasdolomitzug von Munt della Bescha (südlich Crap Putèr) und andere Dolomitschürflinge an der Basis der Silvretta-Decke als zurückgebliebene und aus dem Verband gerissene Verbindungsglieder eines mittelostalpinen Elementes angesprochen werden. Das periklinale Umbiegen der Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe wie auch der hochpenninischen Schiefermassen in der nordöstlichen Fenstercke lässt sich indessen ebenso wenig wie im ersten Fall ohne Widersprüche erklären (vgl. W. HAMMER, 1914, p. 512 und J. CADISCH, 1953, p. 413).

Wird die Deckenrepetition im Fenster in eine frühorogene Phase vorverlegt, gestaltet sich deren Deutung wesentlich einfacher. Folgendes Schema des Bewegungsablaufes wäre denkbar:

a) Ein stirnwärtiger Anteil des oberostalpinen Ablagerungsraumes (mittelostalpine Stammer-Decke) wandert, bzw. gleitet über unterostalpinen und penninisches Faziesgebiet nach Norden. An der Basis der Schubmasse wird unterostalpinen Flysch (Flysch der unterostalpinen Basalschuppe) als Gleitmittel mitverschürft.

b) Unterostalpine und penninische Elemente gehen nun ihrerseits auf Wanderschaft, und ein mittlerer Teil des oberostalpinen Sedimentationsbezirkes (heutige Scarl-Decke), ebenfalls im Vormarsch begriffen, überfährt die nördliche Abspaltung der eigenen Decke und kommt auf der Linie Zernez Nauders zum Stillstand, während die hochpenninischen Schiefer im NW eine enorme Stauchung erleiden. Innerhalb der Tasna-Decke wird deren jüngste Bildung, der Flysch, unter dem Einfluss der Silvretta-Überschiebung (heutiges Flyschgebiet vom Fimbertal-Zeblas-Höllental) von älteren Bildungen abgeschert und nach Norden verfrachtet.

c) Die endgültige Aufwölbung der Fensterantiklinale und die An- und Aufschiebung des Ötztal-Kristallins auf Scarl- und Silvretta-Decke vollzog sich nach J. CADISCH (1953) in spätorogener Zeit.

Da der tirolische Südostrand des Fensters, insbesondere der Abschnitt südöstlich Prutz, noch zu wenig erforscht ist, verzichten wir auf jeden weiteren Versuch, den Phasenablauf zu rekonstruieren.

Ophiolithe

Aus Raumgründen legen wir das Hauptgewicht unserer Darstellung auf die geologischen Gesichtspunkte. O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und M. VUAGNAT (1946) haben sich mit der Petrographie der Ophiolithe des Fensterinnern

eingehender beschäftigt, der letztere nur mit den Diabasen. Das geologische Alter, sowie die Beziehungen zwischen den einzelnen Gliedern der Ophiolithsippe im Unterengadiner Fenster unterwarf neuerdings R. GEES (1956) einer kritischen Betrachtung. Das kartierte Gebiet enthält drei, bzw. zwei ophiolithische Gesteinstypen: Hornblendegabbro, Serpentin und splitische Diabase. Es bleibt das Verdienst von J. CADISCH (1934, b) die Ophiolithe des Unterengadins drei tektonischen Einheiten zugewiesen und damit eine erste, klare Gliederung, die wohl in Zukunft noch zu erweitern ist, geschaffen zu haben. Unsere splitischen Gesteine verteilen sich wie folgt:

- a) Im Flysch der unterostalpinen Basalschuppe als schwächliche Züge und isolierte Linsen auf basalen und obersten Niveaus weitgehend angereichert,
- b) Teils auf tektonischen Gleitbahnen in den Flysch der Tasna-Decke eingedrungene, z. T. effusive, tektonisch verschleppte Splitgesteine, teils als wieder-aufgearbeitetes, sedimentäres Fremdmaterial im Wildflysch,
- c) Neu ist das kleine, aber wichtige Vorkommen von Splitlschiefer auf einer Verschuppungsgleitfläche der Stammerspitz-Klippe.

Durch die enorme Verschuppung der Flyschschiefer war an ein eingehenderes Studium der primären Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der tektonisierten Splitgesteine nicht zu denken. Auch die maßstabgetreue Eintragung in die Feldblätter war bei den oft geringen Dimensionen der Vorkommen nicht immer möglich.

Der Serpentin schaltet sich zwischen der unterostalpinen Decke und der in der hinteren Val Lavèr stark reduzierten, hochpenninischen Schieferzone ein, gehört also keinem Deckenelement an.

Bei den spärlichen, im Serpentin isolierten Vorkommen von basischen Tiefengesteinen galt unser Interesse dem Problem: Sind diese Gabbros tektonisch abgesprengte Schubfetzen der altkristallinen Unterlage der Tasna-Decke, oder liegen jurassisch-kretazische Tiefenäquivalente der Diabase, also Ophiolithe, vor?

A. SERPENTIN

Er tritt im kartierten Gebiet nur in der hinteren Val Lavèr auf. Als mächtiges, nach N rasch auskeilendes, konkordantes Lager bildet er in der Ostflanke des Piz Tasna und nordwestlich Mot die Unterlage der Tasna-Decke, der hier präkretazische Schichtglieder fehlen. Die nördlichsten Aufschlüsse wurden am linken Hang der Val Davo Lais notiert. Durch einen schmalen Gips- und Rauhwackezug, sowie durch Schürflinge von Tristelkalk, tonige Schiefer des ?Neocom und eine dünne Lamelle von unterostalpinem Flysch wird der Serpentin im Liegenden von den hochpenninischen Schiefermassen des Piz Roz getrennt. Gegen SSW steht er in direktem Zusammenhang mit den enormen Serpentinmassen des Piz Nair und der Fuorcla Champatsch.

Gesteinsbeschreibung

U. GRUBENMANN (1909) bearbeitete die Serpentine des Unterengadins gemeinsam, so wenig differiert der petrographische Charakter dieser Ultrabasite.

Im Handstück ist es ein massiges und dichtes, auf frischem Bruch mattes, schwarzgrünes Gestein, das fast immer von zahlreichen Rusceln und schwarzglänzenden, polierten Rutschharnischen durchzogen wird und kleinsplittrig bricht.

Verschieftere Varietäten, die schon durch Fingerdruck zu Grus zerfallen, stellen sich in Randpartien ein. Porphyrtartig eingesprengte Mineralrelikte sind erst nach längerem Suchen zu finden. Hellgrünliche bis gelblichgrüne, parallelfaserige Abarter (Faserserpentin und Übergänge zu Asbest) sind Raritäten, die auffallen.

U.d.M. baut blassgrüner bis farbloser, feinfaseriger Chrysotil z eine prachtvolle Maschentextur auf. Anklaenge an Gittergefüge sind als Strukturrelikte von Orthaugit und Klinopyroxen zu betrachten. Das Innere der Maschen wird von einem isotropem, dichten Chrysotil eingenommen. Klüftehen aus blassblaugrünem ?-Chrysotil durchschlagen das Netzgefüge nach allen Richtungen. Spärliche, undeutliche Pseudomorphosen, von Erzstaub umsäumt und völlig serpentinisiert, weisen ungefähr rechtwinklig zu einanderstehende Spaltrisse auf (?orthorhombisch Pyroxen); andere zeigen die für Diallag charakteristische blättrige Absonderung nach (100). Als Akzessorien treten auf: Oktaederehen, feinste Körnchen und Staub aus Magnetit, unregelmässig begrenzte, grossere Körner von Magnetkies (bronzegelbe Reflexionsfarbe) und braun durchscheinende Schmitzen eines isotropen Minerals (Picotit?).

Ophikalzite (Serpentinkalzite)

Am Kontakt zum tonigen Nebengestein wurden weder eine makroskopisch erkennbare, metamorphe Einwirkung noch gegenseitige Durchdringung beobachtet. Die gesammelten Ophikalzite entstammen dem Innern der Serpentinmasse.

Dünnschliff:

Neben eckigen Bruchstücken von blassgrünem, sehr niedrig doppelbrechendem Serpentinmineral sind flatschenartige bis fahnenförmige Gebilde zu erkennen, die an verdriftete Gekuppen erinnern und in einer kalzitischen Grundmasse schwimmen. Die serpentinosen Anteile sind von etwas Erz bestaubt und zum Teil von winzigen Kalzitkörnchen durchsetzt. Lokal geht der Serpentin in talkige Substanz über. Relikte eines gut spaltenden, proterogenen Minerals (?Pyroxen) fehlen nicht. Keine Kontaktminerale. Kalzit ist sekundär mobilisiert worden und dringt als feinste Verfingerungen ins Nebengestein ein.

Im vorliegenden Fall wird der Serpentin durch Kalzit verdrängt (rein lokale Metasomatose). Ob das Karbonat sedimentärer Abkunft oder primären, magmatischen Ursprungs ist, wissen wir nicht.

Soweit sich im kartierten Gebietsabschnitt überblicken lässt, ist der Serpentin syntektonisch und vielleicht syngenetisch in die Faltung einbezogen und passiv an der Basis der unterostalpinen Decke gegen N transportiert worden. Der Kontakt mit den Tonschiefern des ?Neocom ist durch keine makroskopisch sichtbare, stoffliche und mechanische Beeinflussung erfolgt. Hingegen sind diese unterkretazischen Tonschiefer in den obersten, an das Basiskonglomerat der Tristelschichten angrenzenden Teilen dislokationsmetamorph zu grünen Phylliten umgewandelt worden.

Alter der Serpentinintrusion: Wir verweisen auf p. 449.

B. SPILITE

1. Geologisches Auftreten, Verbandsverhältnisse und petrographische Charakterisierung

Auf den älteren Karten (G. THEOBALD, 1864; CHR. TARNUZZER, 1909; W. HAMMER, 1923) fehlen Eintragungen dieser wenig metamorphen Ophiolithe, zum Teil erfassen sie nur randliche Partien unseres Arbeitsgebietes.

a) Spilite der unterostalpinen Basalschuppe

Die Spilite sind als max. 100 m lange und 15 m mächtige Züge konkordant in die Flyschschiefer eingelagert (Taf. I):

1. 100 m südöstlich Fuorcla Chamins, max. 9 m dick und
2. auf Spi della Fuorcla (Siegfried-Karte), ca. 2600 m. Sie setzen aber meist ziemlich rasch aus und bilden kleine bis kleinste, linsenförmige Einschaltungen von oft nur einigen cm Länge:
3. Linsen in der oberen Val Chamins, direkt im Liegenden der hochpenninischen Schieferserie und in Gesellschaft von Kalk- und Quarzitlinsen (?Malm der Stammer-Serie),
4. An der Basis der Stammer-Klippe in verschwindend kleinen Fetzen von dm bis m Grössenordnung,
5. Verschiedene kleinere Vorkommen auf Spi della Fuorcla,
6. 500 m nördlich Alp Chöglias, P. 2054, eingeklemmt zwischen ?Malmkalken und -kalkschiefern der Stammer-Serie, vgl. Fig. 23,
7. In Fortsetzung der Flyschschiefer nordöstlich Chè d'Mutt (nicht näher untersucht).

Im Felskamin nordöstlich Fuorcla Chamins steckt auf 2750 m Höhe eine vollkommen gerundete Spilitkugel mit glatter Oberfläche (Phakoid!) und von etwa 1,5 m Durchmesser im Flyschschiefer. Chloritreiche, verschieferte Diabase sind oft nicht leicht von metamorphen Sedimenten zu unterscheiden. So erwiesen sich grasgrüne Schiefer aus den Gipstrichtern von Chè d'Mutt, aus den Flyschschiefern im Liegenden der Stammerspitz-Klippe und aus den basalen Teilen derselben Flyschschiefer südöstlich Mot (bei 2640 m) u.d.M. als epimetamorphe, schwach erizitische und chloritführende Tonschiefer, resp. Chloritphyllite (siehe auch p. 351).

Verteilung im Flyschschiefer

Teilweise sind die Spilite auf die Deckengrenze zwischen Roz-Schiefern und interostalpinen Basalschuppe (so am linken Talhang der Val Chamins), teilweise an der Basis der letzteren konzentriert. Sie stellen sich aber auch inmitten der Flyschschiefer ein. Südwestlich Alp Chöglias sind sie nicht mehr auffindbar.

Wir stellen eine Anhäufung von spilitischem Magma im Norden des Stammerspitzes fest, wo die basalen Bündnerschiefer und unterostalpinen Flyschschiefer einen kleinen, zur zentralen Aufwölbung parallel verlaufenden Zweigsattel bilden.

Gesteinsinhalt (Gefüge und Mineralbestand)

Makroskopisch sind es aphanitische, gelbliche, lauch- bis sattgrüne, massig exturierte bis verschieferte Gesteinstypen, die sich zwanglos zu einer Gesteinsfamilie zusammenfassen lassen. Strukturell sind alle Übergänge von feinkörnigem, intersertal-divergentstrahligem zu arboreszierendem, sphärolithisch-variolitischem Spilit vertreten. Porphyritische Gesteine sind nicht selten. Tropfen- und linsenförmige, von Albit, Kalzit und Chlorit erfüllte Vakuolen (Mandeln) sind nur ausnahmsweise festzustellen.

Neben diesen massigen, bis mehr oder weniger verschieferten, gleichmässig ausgebildeten Gesteinen treten als Texturvarietäten eigentliche Variolite und Variolit-

schiefer auf. Abgeplattete, kleinste, tiefgrüne Linsen von isotropem, sehr schwach doppelbrechendem Chlorit gehen randlich in talkartige Substanz (oder Serizit; mikroskopisch sind beide nicht unterscheidbar) über. Sie liegen in einem Gemisch von Albit, Chlorit, Kalzit und gelblichem Pigment und begleiten chloriterfüllte, gepresste Vakuolen und Variolen mit radialfaseriger Reliktstruktur. Es handelt sich um die von M. VUAGNAT (1946) als «matrice interpillow» bezeichnete, zwischen den einzelnen Lavakissen sich einschaltende Zwischenmasse aus chloritisch-karbonatischer Paste. Leider fehlen bis heute in der Literatur genauere Angaben über diese Zwischenmasse. Andererseits geht eine nussgrosse Linse aus makroskopisch dichtem, intersertal-divergentstrahligem, linsig verschiefertem Spilit nach aussen in das eben beschriebene Mischgestein über ohne dass sich eine variolitische Randfazies bemerkbar macht. Brecciöse, sporadisch auftretende Gesteinsproben sind aus kantengerundeten bis gerundeten, massigen Fragmenten und einer dunkelgrünen, fluidal texturierten bis gelartigen Grundmasse zusammengesetzt. Eine kopfgrosse Linse aus massigem Spilit von Fuorela Chamins ist von einem variolitischen Saum umgeben und wird durch mikropegmatitische Gängchen aus Quarz und Kalzit schollig aufgelöst. Vielleicht handelt es sich dabei um sekundäre, durch hydrothermale Lösungen zementierte Schrumpfungsrisse. Wir halten eine mechanische, postmagmatische Zetrümmerung und nachträgliche Ausheilung für wahrscheinlicher.

Gestützt auf die Arbeiten von H. GRUNAU (1947), M. VUAGNAT (1946), F. C. JAFFÉ (1955) können unsere Gesteine teilweise als aus dem primären Gesteinsverband gerissene Kissenlaven (submarine Effusiva mit pillow structure) gedeutet werden, die jetzt zusammenhanglos im unterostalpinen Flyschschiefer eingebettet sind, bzw. eingeschoben wurden. Da keine schlackigen Dachkontaktprodukte, keine Tuffe und Tuffite wie z. B. bei den permo-karbonischen Ergussgesteinen des Glarner Freiberges auftreten, ist an einer submarin-extrusiven Entstehung der pillows nicht zu zweifeln. Kolloiddisperse Systeme (wasserhaltige, amorphe Chlorit-substanzen mit gelartigen Eigenschaften) scheinen dabei eine Rolle zu spielen.

Auf den Mineralbestand kann nicht näher eingegangen werden, er wurde schon wiederholt und ausreichend beschrieben (M. VUAGNAT, 1946, G. C. AMSTUTZ, 1954 u. a.). Kleine und kleinste, idiomorphe Leisten, ausgefrante und skelettartige Fasern und isometrische, xenomorphe Körner von saurem Plagioklas, in den Zwickeln primärer Chlorit und ein äusserst feinkörniges, mikroskopisch nicht diagnostizierbares Mineralgemenge von ?Titanit, Leukoxen, sekundärem Epidot, Zoisit, Rutil usw. stellen die Hauptgemengteile der grünen Spilittypen dar. Dazu treten als Nebengemengteile und akzessorisch Kalzit, Erz (Pyrit in Form kubischer Einsprenglinge, derber Kupferkies, zum Teil in Malachit umgewandelt, untergeordnet Hämatit), sekundärer Serizit etc. Bei den Diabasporphyriten stellen sich bis 3 mm lange, idiomorphe Plagioklase (zum Teil saussuritisiert und pseudomorphosiert) ein. Dann und wann im Spilit auftretende, max. 5 mm grosse Knöllchen aus grobkörnigem Kalzitpflaster mit angereichertem Hämatitpigment sind da die Spilitstruktur ungehindert durchgeht, zweifellos sekundär durch Infiltration entstanden.

Nach dem vorliegenden Mineralbestand und in Anlehnung an die von O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und M. VUAGNAT (1946) veröffentlichten Analysen-

laten aus dem Unterengadiner Fenster, können unsere strukturell ausserordentlich variablen, genetisch aber verwandten Diabasgesteine als Chlorit-Albit-Spilitite bezeichnet werden, wobei natürlich infolge Fehlens eigener Gesteinsanalysen (die bei der starken Tektonisierung und überall wirksamen Infiltration aus dem Nebengestein ziemlich wertlos wären) saurere Glieder dieser Gesteinsfamilie (Keratophyre $si > ca. 200$) nicht ausgeschlossen, aber unwahrscheinlich sind. Geht der Chloritgehalt bei gleichzeitiger Zunahme des gelblichen bis farblos-weisslichen, stark licht- und zum Teil stark doppelbrechenden Pigmentes (feinkörniges Mineralgemengsel aus Epidot-Zoisit, leukoxenartigen Produkten und Sphen in wolkiger Verteilung über das ganze Schliffbild) stark zurück, resultieren grünlichgelbe bis orange-gelbe Farbtöne. Nur eine röntgenographische Gemischanalyse könnte über die genaue Zusammensetzung dieses zum Teil amorphen (Leukoxen), zum Teil einnadeligen (?Rutil) und feinstkörnigen (?Titanit) Mineralaggregates Aufschluss geben. In Anlehnung an die hier übliche Nomenklatur (vgl. F. C. JAFFÉ, 1955) sind diese seltenen Gesteinstypen je nach Vorherrschen von Leukoxen und Epidot-Zoisit als Leukoxen-Albit-, bzw. Epidot-Albit-Spilitite zu klassifizieren.

Mischgesteine an Kontakten

In fast allen Fällen sind die Kontaktflächen mit den Flyschsedimenten tektonischer Natur und scharf. Kleine Schöllchen von Spi della Fuorcla, ca. 2600 m, die quer durchschnitten wurden, zeigen im Kern massigen, schwach lentikular exturierten, divergent-strahlig-intersertal struierten Spilit, der kleine, zungenförmige Apophysen in die halbphyllitischen Tonschiefer sendet. Schlierenartige Durchdringung von kalkigem Substrat durch ophiolithogenes Material, wie sie auf Fuorcla Chamins, südöstlich P. 2818, beobachtet werden konnte, liess Mischgesteine (Ophimiktite) entstehen, deren Bildungsmechanismus nur bei einer plastischen Verformbarkeit der beiden Gesteinsarten (niedere Viskosität der spilitischen Lava und diagenetisch unverfestigter Kalkschlamm) verstanden werden kann.

Von diesen Mischgesteinen, sowie von Kalkeinschlüssen wurden einige Dünnchliffe hergestellt, die neben einer Rekristallisation und geringen, räumlich eng begrenzten Einwanderung von Feldspat- und Chloritsubstanz keine weiteren Kontakterscheinungen erkennen liessen.

b) Spilitische Gesteine im Flysch der Tasna-Decke

Analog a) ist die Lagerungsweise im Flysch der Tasna-Decke. Ein 3 m mächtiger, gegen NE anschwellender Spilitzug zieht am Grat zwischen Bergli und Ravaischer Salis durch. Auf diesem breiten Bergkamm sind zwischen P. 2664-P. 2711 mindestens 7 Spilithorizonte gezählt worden, was auf eine enorme Verschuppung der Flyschschiefer hinweist. In den schlecht aufgeschlossenen Geländemulden von Bergli und Zebblas treten verschiedentlich kleine Vorkommen spilitischer Gesteine auf, die infolge Schuttüberlagerung nicht in Zusammenhang gebracht werden konnten. Dasselbe war der Fall in Vesil und auf den flachen, rechtsseitigen Hängen der oberen Val Fenga. Ein kleineres Vorkommen wurde südöstlich P. 2542 (südwestlich Aua Jaira), 2470 m und auf der Südseite der Spi d'Ursanna, 2850 m in Gestalt einiger grösserer Linsen im Wildflysch kartiert. Von besonderem Interesse ist ein kalottenförmiger Felskopf bei Davo Dieu, 2770 m [814,6/195,2], der ganz aus buntem Diabas

besteht und dem Schutt und Eis eines Flyschgebietes entragt. Südlich P. 289 (Grat zwischen Piz Davo Lais und Fuorela Lavèr) sind die wildflyschartigen Schiefer gespickt voll von fladenförmigen Linsen und Geröllen aus Spilit, die Faustgröss kaum übersteigen. Tektonisch wichtig sind die Vorkommen auf der W-Seite des Mot und in Val Davo Lais, 2680 m, die einer geringmächtigen Flyschlamelle al Meter dicke Lagen nicht überschreitende, konkordante Lager eingeschaltet sind. An der Grenze gegen die hochpenninischen Schiefer sind Zentimeter dicke, leuchtend dunkelgelb verwitternde, kalkig-dolomitische Schiefer mit eingesprengter smaragdgrünem Mineral eingeklemmt, dessen nähere Untersuchung die Anwesenheit von Chromglimmer, Fuchsit ergab (qualitative Prüfung auf Cu und Ni negativ; Tüpfelreaktion mit Diphenylkarbazid positiv. Siehe F. FIEGL, 1954). Es liegen als nicht Taraspit (ein Nickelhydrosilikat) oder Malachit vor, wie anfänglich vermutet wurde.

Die laterale und vertikale Verteilung lässt eine gewisse, wenn auch nicht streng Anhäufung in den basalen Anteilen des Flysch erkennen. Die in Wildflysch auftretenden Spilitgerölle sind einsedimentiert. Die Lagerungsverhältnisse sind in aufschlussarmen Gebiet schwierig zu entziffern. Primäre Kontakte sind tektonisch überprägt worden. Die Diabase des Felskopfes bei Davo Dieu wurden vermutlich auf einer tektonischen Naht hochgepresst.

Petrographische Beschreibung

Dem Mineralbestand nach lassen sich hämatitfreie und hämatitreiche («diabases albitochloritiques» und «diabases albitochloritiques à hématite» nach M. V. G.S.A.T., 1946), im Felde rote und grüne Spilitvarietäten unterscheiden. Übergänge sind selten, aber vorhanden. Bei hämatitreichen Spiliten ist Chlorit Nebengemengteil, bei hämatitarmen oder -freien Hauptgemengteil. Epidot- und zoisitreich gelbliche Gesteine wie im Flysch der tektonisch tieferen Einheit fehlen. Neben variolitischen, sphärolithisch-arboreszierenden und divergentstrahligen Gesteinstypen ist bei Davo Dieu ein grobkörnigerer, intersertaler Spilitporphyrit aufgefunden worden. Kissenlaven sind häufig, oft mit unversehrten, kugeligen Variolen. Prachtvolle Blasentextur mit sekretionärer Kalzit-, Chlorit- und Albitfüllung weisen ein Mandelstein (grüner Chloritspilit) südwestlich Piz Val Gronda und ein hämatitreicher Spilit in Vesil südwestlich P. 2555 auf. Reich vertreten und in alle Spielarten ausgebildet sind Kalk-Spilit-Mischgesteine, die oft sehr dekorativ Zeichnungen aufweisen. Davon sind kalkige Gesteine, in denen Chlorit-Hämatitsubstanz ausgeschieden wurde, als Kontaktprodukte zu unterscheiden.

Als interessante Texturen aufweisende Gesteine sind Breccien mit eckigen und kantengerundeten Komponenten aus dichtem und variolitisch struiertem Spilit und einer deutlich fluidalen Zwischenklemmasse zu erwähnen. Es dürfte sich um bei der Verfestigung der sich noch fortbewegenden Lavamasse entstandene Effusivbreccien (zerborstene pillows) handeln. Im Flysch der Tasna-Decke überwiegen massige, unverschieferte Gesteine.

Hämatit liegt in Form von grösseren Körnern, teils als feinverteilter Staub von Leukoxen-Titanit tritt im Gegensatz zu den Spiliten des tektonisch tieferen Stöckwerkes (unterostalpine Basalschuppe) stark zurück. Magnetkies, Ilmenit usw. sind als Körner und Übergemengteile vorhanden. Plagioklasbestimmungen von einer

Spilitporphyrit von Davo Dieu ergaben auf dem Universal-Drehtisch 5–10% An. Es wurden sowohl Phänokristalle (bis 4 mm Länge) wie Feldspate der Grundmasse (von 0,3–0,7 mm Länge) ausgemessen. Nach M. REINHARD (1931) liegt die Fehlergrenze der Federow-Methode infolge Vernachlässigung des Or-Moleküls in den Plagioklas-Kristallen bei der Konstruktion der Stereogramme bei ungefähr 5% An. Die Methode mit Hilfe der maximalen Auslöschung ergab etwas saurere Albite (0–5% An). Um Zweideutigkeiten auszuschliessen wurden Körnerpräparate mit Einbettungsflüssigkeiten auf die Brechungsindizes hin überprüft.

Auf Dünnschliffbeschreibungen wird verzichtet.

c) Der Spilitfund in der Stammerspitz-Klippe

Über verkehrt gelagertem, unterem Rhät folgen in der Südwand der Stammerspitz gegen oben eine 1–2 m mächtige Breccie mit bunten Spatkalkfragmenten (oberer Lias) und massige Tüpfelschiefer mit Belemniten (unterer Lias). Der Spilit ist in das tonige Bindemittel dieser grobklastischen Ablagerung des oberen Lias eingepresst. Über dem Lias setzt wieder Rhät ein. Als auf der Karte nicht ausscheidbares Vorkommen ist dieser lauchgrüne, lenticular texturierte Chloritspilitschiefer zwischen mittlerer und unterer Schuppe eingeklemmt, liegt also auf einer tektonischen Grenzfläche. Fundort: Stammerspitz-Südwand, nahe Ostgrat, 3015 m, Koord. [821,87/198,69]. Vgl. Taf. X.

2. Beziehungen zwischen Ophiolithen und Radiolariten

Genetische Zusammenhänge zwischen den im Tasna-Flysch synsedimentär eingelagerten, schwächtigen Radiolariten und den spilitischen Effusiva sind nicht ausgeschlossen. Seit G. STEINMANN (1905) blieb das Interesse der Geologen für diese weltweite Assoziation kieseliger, radiolarienführender Schichtgesteine und kieselsäurearmer Erstarrungsgesteine wach. Vgl. H. GRUNAU (1947), E. WENK (1949) u. a.

Ergänzen wir die von GRUNAU (1947, Taf. 3) publizierte Zusammenstellung jurassischer und kretazischer Gesteine verschiedener penninischer und südalpiner Decken, bzw. Sedimentationsräume und in Hinblick auf ihre Vergesellschaftung mit Ophiolithen:

1. Im oberen Penninikum der Walliser Alpen stellt sich nur in der Hühnerknubel-Decke (Combin-Zone) ein 0–2 m mächtiger Radiolarit ein. Vgl. R. STAUB (1942) und W. B. ITEN (1948).

Schamser-Decken: Nur in der Martegnas-Serie und Curvèr-Serie von Ophiolithen begleitete, spärliche bis fragliche Radiolarite (V. STREIFF, 1939 und H. JAECKLI, 1941).

2. In der Tasna-Decke: Keine oberjurassischen Radiolarite.

Zusammenfassend kann auf Grund der geologischen Verteilung konstatiert werden, dass Radiolaritvorkommen und Ophiolithe auch im Unterengadin in keinem erkennbaren, gesetzmässigen Zusammenhang stehen.

3. Vergleich zwischen Spiliten der Basalschuppe und Tasna-Decke

Im folgenden seien Fein- und Grobgefüge, Mineralbestand, Verbandsverhältnisse usw. von den verschiedenen tektonischen Einheiten angehörenden spilitischen Gesteinen tabellarisch gegenübergestellt.

Spilite der unterostalpinen Basalschuppe	Spilite der Tasna-Decke
Grüne Chlorit-Albit-Spilite; Hämatitspilite selten, Titanit-Leukoxen und Epidot-Zoisit-Körnergemengsel als Nebengemengteil	Hämatitreiche Typen herrschen vor, grüne fehlen nicht. Gelbes Pigment aus Titanit-Leukoxen, Epidot-Zoisit tritt zurück
Chloritische Spilitkalzite, grün	Hämatitische Spilitkalzite und Kontaktprodukte, bunt
«Pillow structure» selten	Kissenlaven mit variolitischer Randfazies gut entwickelt (grüne Typen)
Geringe Vakuolenbildung	Mandelsteine häufig
Effusivbreccien sporadisch auftretend	Effusivbreccien
Feinkörnige Varietäten, teils porphyrkörnig	Wie in Basalschuppe. Grobkörniges Intersertalgefüge bei Davo Dieu
Verschieferung stark	Wenig tektonisiert, vorwiegend massig

Nach G.C. AMSTUTZ (1954) steht der Hämatitgehalt in direktem Zusammenhang mit der Extrusiv- (hämatitreiche Spilite), bzw. Intrusivnatur (Chloritspilite), in dessen M. VUAGNAT (1946) der Verteilung des Hämatits keine Bedeutung zumisst. Auf subaquatisch-effusive, oberflächennahe Entstehung deuten folgende Gefüge hin: Kissenlaven mit variolitischem Saum und geringe Deformation der Variolen, Mandelsteintextur, brecciöse Gesteine (Eruptivbreccien).

Auf das Unterengadin übertragen lassen diese Überlegungen interessante Schlussfolgerungen zu:

1. Die Förderung des spilitischen Magmas fand im Flysch der unterostalpinen Basalschuppe unter grösserer Massenüberlagerung und strenger an die tektonischen Gleitbahnen gebunden statt, während die Spilite der Tasna-Decke oberflächennaher bis sogar extrusiver Entstehung und auf ein grösseres Areal verteilt sind. Die Verbandsverhältnisse in der tieferen Einheit – Apophysen, gegenseitige Durchdringungen können kaum tektonisch entstanden sein – weisen in die gleiche Richtung. Gangartigen Charakters und wahrscheinlich auf einer Schwächezone aufgestiegen sind die mittelkörnigen, hypabyssischen Gesteine von Davo Dieu.

2. Hingegen kann aus den Übergängen und Analogien der beiden Vorkommen auf einen gemeinsamen Magmaherd geschlossen werden. Wir stellten (p. 347) bei den hochpenninischen Schiefererien in Richtung SW eine enorme Reduktion fest,

so dass im Gebiet von Tiral – leider durch ausgedehnte Schuttbildung der Beobachtung entzogen – die beiden unterostalpinen Flyschmassen aneinander grenzen dürften.

GEOLOGISCHES ALTER DER OPHIOLITHE

Der Mechanismus von ophiolithogenen Infiltrationen (Apophysen, schlierige bis stromatitische Durchdringung von Kalk), wie unsere Gesteine sie aufweisen, ist nur bei diagenetisch unverfestigtem Sediment zu verstehen, so dass wie beim Flysch auf ein alttertiäres, wahrscheinlich sogar postpaläozänes Alter der Spilite (siehe R. GEES, 1956) geschlossen werden darf. Im Gegensatz zu den von W. K. NABHOLZ (1945) untersuchten Mischgesteinen aus Westbünden, ist es im Unterengadin nur zu einer sehr schwachen Epimetamorphose (gelegentlich geringe Serizitbildung bei stärkerer Verschieferung) gekommen.

Einiges Licht in das Dunkel, in dem wir uns in Bezug auf die altersmässige Stellung des Serpentin und der splitischen Ergüsse im Unterengadin befinden, brachte die Untersuchung einer bunten Feinbreccie einige m südlich P. 2711 (Berggrat zwischen Bergli und Ravaischer Salas, Samnaun).

Komponenten dieser Breccie

Neben wenig charakteristischen Fragmenten aus Quarz, Kalk, Dolomit usw. wurde ein kleines, eckiges Bruchstück aus serpentinarartiger oder chloritähnlicher Substanz gefunden. Das blass gelblichgrüne, nicht pleochroitische, vollkommen isotrope Mineral besitzt maschenartige Textur, die durch die Anordnung eines opaken, staubartigen Pigmentes (? Magnetit) zustande kommt, und erinnert sofort an aus Olivin hervorgegangenen Maschenserpentin. Ein weiteres Mineralkorn von hoher Lichtbrechung, isotropem Verhalten, brauner Farbe, durchscheinend und von schlechter Spaltbarkeit liess Picotit vermuten.

Um sichere Daten zu erhalten, wurde ein nussgrosses Stück der Gesteinsprobe auf 0,1–0,2 mm Korngrösse zerkleinert, mit Bromoform ($\gamma = 2,8$ ca.) die Schwermineralfraktion herausgeholt und diese u. d. M. auf die braunroten, picotitverdächtigen Körner untersucht. Schätzungsweise entfielen auf 1000 Mineralkörner Ausgangssubstanz 5–10 Körner Chromspinell. Durch Vergleich der Lichtbrechung (vgl. A. RITTMANN und O. GRÜTER, 1939) und mittels einer Mikroreaktion auf Chrom (F. FEIGL, 1954, p. 159) wurde Picotit bestimmt. Uwarowit, der ausserdem smaragdgrüne Eigenfarbe besitzt, unterscheidet sich von Picotit ($\gamma = \pm 4,2$) durch niedrigere Dichte (3,85). Vgl. A. N. WINCHELL, 1951.

Mikroskopische Untersuchung des Bindemittels

Neben den üblichen Zementbestandteilen ist der in schlierigen Zügen auftretende Chlorit massgebend am Aufbau des Gesteins beteiligt (etwa 30–40%). In gleichmässiger Verteilung umschliesst er die Sandkörner und gröberen Partikel, ist also nicht an mechanische Scherflächen gebunden. Neben Chlorit ist ein weissliches bis gelbliches, zum Teil äusserst feinnadeliges Pigment vorhanden, das fast in jedem Spilitischliff auftritt und wohl aus einem Epidot-Zoisit, bzw. Leukoxen-Titanit-Rutil-Gemenge mit wechselnden Anteilen besteht.

Spilitisches Material, entweder in das noch unkonsolidierte Sediment eingedrungen oder wahrscheinlicher als Tuff (zerspratzte Lava) syngenetisch der klastischen Ablagerung beigemischt, bindet demnach aus dem Spiliten stammende Erosionsprodukte. Der chromhaltige Spinell befindet sich hier als hartes (H. = 8), widerstandsfähiges, schlecht spaltendes Mineral auf sekundärer, evtl. schon tertiärer Lagerstätte und ist nach heutiger Kenntnis (F. MACHATSCHKI, 1953) in ultrabasischen Eruptiva als Begleiter von Chromit sehr gemein. Er wird von allen Bearbeitern der Unterengadiner und Mittelbündner Serpentinvorkommen (J. BALL, 1897; U. GRUBENMANN, 1909, H. GRUNAU, 1947, R. GEES, 1956) als Akzessorium oder sogar als Nebengemengteil ausdrücklich zitiert und ist stellenweise im Serpentinewebe angereichert. Gesteine der Spilitfamilie führen unseres Wissens dieses Mineral nicht.

Durch diese Beobachtungen ist das Alter wenigstens eines Teiles der splitischen Effusiva und die obere Altersgrenze des Serpentin in Beziehung zum Flysch der Tasna-Decke fixiert. Der in Val Tuoi (vgl. Blatt Ardez 420, Geologischer Atlas der Schweiz, 1910) und andernorts, so z. B. am Bürkelkopf, Samnaun im Flysch der Tasna-Decke eingeschaltete Serpentin wird von J. CADISCH (1953) als primär eingelagert beschrieben. Er bildet nach J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER (1911) mit Gabbro, Diabas und Variolit eine typische, gleichaltrige Gesteinsvergesellschaftung. Über die untere Altersgrenze der Serpentinintrusion im Unterengadiner hochpenninisch-unterostalpinen Grenzraum liegen bis heute keine gesicherten Resultate vor. Von sedimentpetrographischen Untersuchungen sind in Hinblick auf das Problem der zeitlichen Abfolge der einzelnen Glieder der Ophiolithippe Erfolge zu erwarten. So sollte insbesondere bei klastischen Ablagerungen des «Gault» und des Tristelniveaus der Ardezer Schichtreihe der Gehalt an Schwermineralien einer eingehenden qualitativen und quantitativen Analyse unterworfen werden.

C. HORNBLENDEGABBRO

Einige kleinere Linsen eines grünlichen, mittelkörnigen Gesteins von richtungslos massiger Textur sind auf der Ostseite des Piz Tasna im Serpentin eingeschlossen.

Mineralbestand

Die Schlifffläche wird ungefähr zu halben Teilen, wobei der Feldspat etwas überwiegt, von mehr oder weniger isometrischen, stark saussuritisierten Plagioklasen und bräunlichen Hornblenden eingenommen. Die polysynthetische Verzwillingung der Plagioklase ist infolge der fortgeschrittenen Zersetzung in ein feinstkörniges Epidot-Zoisitgemengsel zum Teil zerstört, zum Teil verdeckt. Demzufolge sind von einer Anorthitgehalt-Bestimmung eher zu niedrige An-Werte zu erwarten. Durchschnitt von 3 Bestimmungen auf dem Universaldrehtisch: 28% An (basischer Oligoklas-Andesin). Die pleochroitischen, offenbar aus Diallag hervorgegangenen Hornblenden mit dem charakteristischen Spaltwinkel von 124° sind randlich zersetzt und gehen bei dem einen Schliff in Chlorit (Pseudomorphosen von Chlorit nach Hornblende) über. Auf Spaltrissen stellt sich ein stark lichtbrechendes Zersetzungsprodukt (leukoxenartige Substanz) ein. Akzessorisch: Zersetzter Magnetkies oder Ilmenit, Apatit, Chlorit.

Nach dem geologischen Befund ist dieses hypidiomorphe Tiefengestein zu den Ophiolithen zu stellen und mit dem Diallaggabbro des Äusseren Viderjochs (südlich Flimspitz, Samnaun) in direkten genetischen Zusammenhang zu bringen (vgl. auch R. GEES, 1956).

Andererseits steht auch in der Clemgiaschlucht südlich Clüsa (U. GRUBENMANN, 1909) unmittelbar nördlich der grossen Serpentinmasse ein Gabbrovorkommen an, dessen mineralogische Zusammensetzung mit dem eben beschriebenen völlig identisch ist. Nach neuerer Auffassung (H. EUGSTER, 1934; J. CADISCH, 1953) sind diese gabbroiden Gesteine der sog. «Phyllitformation» von GRUBENMANN dem Altkristallin der Tasna-Decke beizuzuordnen und prämesozoischen Alters. Die geologisch-tektonische Stellung des Hornblendegabbro auf der Ostseite des Piz Tasna bleibt, ehe eine eingehendere petrographische Bearbeitung der ophiolithischen Gabbrogesteine des Unterengadiner Fensters zum Vergleich vorliegt, unbestimmt. Wir belassen ihn deshalb vorläufig bei den Ophiolithen.

Quartaer

Ausführlichere, sich mit dem Quartär und morphologischen Problemen unseres Arbeitsgebietes sich befassende Arbeiten stammen von CHR. TARNUZZER (1909) und C. JENAL (1946). Eine kurze Mitteilung verdanken wir ferner O. AMPFERER (1915).

Für eine zeitliche Gliederung der glazialen Ablagerungen und der alten Talböden ist unser Arbeitsgebiet zu begrenzt, so dass wir uns auf die Darstellung einiger neuer Beobachtungen, wie sie sich im Laufe der Kartierung ergaben, beschränken müssen.

1. *Pleistocaen*

a) Moränen der Eiszeit

Der Inngletscher drang bei Höchstständen tief in unser Gebiet ein. In der Val Lavèr sind auf 2020 m (beim kleinen Holzbrücklein) noch Amphibolit-Erratika zu finden. Serpentinblöcke in Nähe der Alp Chöglias stammen vermutlich von der Ostseite des Piz Tasna und sind durch den Hauptgletscher verschleppt worden. In Val Griosch geht die mächtige Moränendecke bis 2200 m (mit typischen Gesteinen der Silvretta-Decke wie Amphiboliten, Granatamphiboliten, Pseudotachyliten etc.). Diese mächtigen Moränenablagerungen enden auf Munt Bel und Frattüras knapp über der Waldgrenze (2160–2180 m) und entsprechen wahrscheinlich dem Höchststand der Würm-Eiszeit. Nur vereinzelte Inngletscher-Erratika (Streumoränen der ?Riss-Eiszeit) reichen bis etwa 2250 m hinauf. Auf der Westseite des Piz Arina gehen diese noch höher (2290 m auf der sonnenexponierten Südseite und 2330 m auf der Westseite dieses Berges), während taleinwärts die maximale Eishöhe der Innvergletscherung bei Alp Chöglias auf 2050 m festgestellt wurde.

Auf der rechten Seite des Fimbirtales reichen Erratika aus Silvretta-Kristallin bis auf 2450 m hinauf (maximale Eishöhe des Fimbergletschers während der ?Würm-Eiszeit).

b) Wechsellagernde Moränen und Schotter

Die prachtvollen Erdpyramiden bei Cluchers (rom. Cluchers — Kirchtürme) gegenüber Zuort sind aus flach gelagerten, wechsellagernden Grundmoränen- und Schotterablagerungen herauspräpariert worden. Die fluviatilen, deutlich geschichteten Geröll- und Sandeinschaltungen, die fast ausschliesslich taleigenes Gesteinsmaterial (Bündnerschiefer, Serpentin, Gesteine der Stammer-Serie) führen und hellgelbliche Wände bilden, beschrieb O. AMPFERER (1915) als Stauschotter, da sie auf die Blockierung des vorderen Abschnittes der Val Sinestra durch das mächtige Inntaleis zurückzuführen seien. Sie bestehen zur Hauptsache aus verschwemmtem, schlecht sortiertem und höchstens kantengerundetem Moränenmaterial. Etwas Inntalgletscher-Material befindet sich stets darunter. Der oberste Schotterhorizont, der die Terrassenkante von Pra San Peder bildet, ist durch noch heute an seiner Basis austretende Quellwässer verkittet.

Reichlicher dotiert mit Inngletscher-Material (vorwiegend Silvretta-Kristallin wie Bänder- und Knotenamphibolite, Pseudotachylit-Typen, daneben grüne Granite von Err-Bernina-, resp. Tasna-Typus) sind die Grundmoränen. Im lehmigen Lettenmaterial sind gekritzte Geschiebe bis zu 1 m Durchmesser eingestreut. Die Moränen-

lagen, wie die Schotter in dreifacher Wechsellagerung vorhanden, bilden blaugraue, rasch zurückwitternde, wenig steile Böschungen.

Der ganze Talkessel von Zuort ist von diesem mächtigen, fluvioglazialen Schutt erfüllt. So sind auch südwestlich und nordöstlich (am Fahrweg nach Prümara da la Muranza, 1980 m) Zuort auf 1775, resp. 1760 m ebenfalls wenig mächtige Schotter in den glazialen Schutt eingelagert.

Genetische Deutung und Alter

Es ist an eine von AMPFERER etwas abweichende, modifizierte Entstehungsgeschichte dieser Schotter- und Moränenvorkommen zu denken. Durch die Eiserosion der sich vereinigenden Seitengletscher der Val Lavèr, Valmains, Val Griosc und Val Chöglias blieb nach Rückzug des Eises bei Zuort eine untertiefte Wanne zurück, die in der Folge von Schmelzwässern und durch kurzfristige Vorstösse der

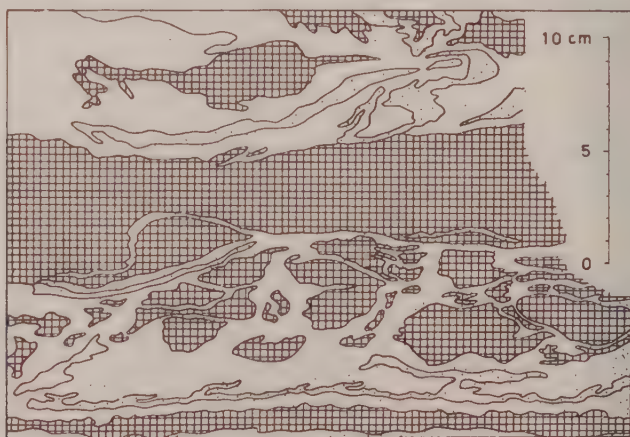


Fig. 24. *Involutionsgefüge in Gletscherschwenmaterial* (kreuzschraffiert: Dunkelgraue, feinkörnige Fraktion; eng- und weitpunktiert: Hellgelbliche, grobkörnigere Lagen). Nach Photographie gezeichnet, vereinfacht. Cluchers bei Zuort, Val Sinestra.

Lokalgletscher (Inngletscher-Erratikum aus verschwemmten Moränen der Würmvergletscherung) wieder aufgefüllt wurde. Der Inngletscher selbst braucht bei der Entstehung dieser Schotter nicht beteiligt gewesen zu sein. Die Einlagerung von feinstem, geschichtetem Material spricht für die zeitweilige Existenz eines Sees. Diese limnischen, evtl. limnoglazialen, in die mittleren Schotter (Nordseite der südlichsten Nische bei Cluchers, ca. 1780 m) eingeschalteten Ablagerungen von 2-3 m Mächtigkeit zeigen einen auffälligen Wechsel von gelben und grauen Lagen.

Graue (dunkle) Lagen: Korngrösse durchschnittlich 0,01 mm, max. 0,05 mm, kalkig.

Gelbliche (helle) Lagen: Etwas grobkörniger (0,02-0,03 mm), kalkärmer, mit limonitisch verkrusteten Körnern durchsetzt, welche den gelblichen Farbton hervorrufen.

Es scheint sich um jahreszeitlich bedingte Korngrössenvariationen zu handeln. Der charakteristische Farbwechsel (limonitische und kohlige Substanzen) dieser

extrem kornsortierten, an der Zunge klebenden Lockergesteine (lehmiger Silt bis Feinsand nach der Nomenklatur von P. NIGGLI, 1952) scheint ebenfalls damit zusammenzuhängen.

Von besonderem Interesse sind die Involutionen von siltartigem, grauem Material im gröber dispersen System (Fig. 24). Quellungserscheinungen bei Wasseraufnahme, stärkere Volumenzunahme der feinkörnigeren Fraktion bei der jahreszeitlichen Bodengefrorenis in periglaziale Klima, evtl. thixotropes Verhalten der feindispersen Phase dürften als Ursachen dieser eigenartigen Verknetungen und Verfaltungen in Frage kommen. Diluviale Bodenfrosterscheinungen (Würge-, Taschenböden usw. mit ähnlichen Grobgefügen) behandelte A. STEEGER (1943) aus dem nördlichen Niederrheingebiet.

Die Schotter und Moränen bei Zuort sind jungpleistocänen Alters (Rückzugsstadien der letzten grossen Vereisung).

In Val da Chierns südlich Plan (Samnauntal) stehen bei 1780 m auf der rechten Bachseite 15–20 m horizontal gelagerte Schotter und fluviatile Sande an, die wir den Schottern südwestlich Ravaisch (bei der Brücke des Talsträsschens) gleichsetzen. Sie sind nach W. HAMMER (1923), da sich eine hauptsächlich aus Diabasblockwerk bestehende Blockmoräne von Alp Trida bis auf diese Schotterterrasse herabzieht, interstadialer Entstehung und pleistocänen Alters.

2. Holocaen

a) Moränen der heutigen Gletscher und letzte Rückzugsstadien

In den karförmigen Talschlüssen auf der Nordseite der Piz Roz-Gruppe ist beträchtliches Moränenmaterial von Lokalgletschern abgelagert worden, das wir subrezentem bis rezenten Gletscherständen zuschreiben. Die heutige geringe Vergletscherung (NW-Kar Muttler, Stammerspitz NE-Seite, Val Gravas, nördlich Sulerspitz und nördlich Piz Davo Lais) ist historischen Datums (Neubildung seit 1600 n. Chr.). Fast frei von Glazialschutt sind die weiten Talhintergründe zwischen Piz Arina, Muttler und Stammerspitz. Bündnerschiefer- und Flyschgebiete liefern allgemein wenig und schlecht ausgebildete Wallformen.

b) Bergstürze

Beim Kurort Samnaun kommt durch das Auftreten von einigen kleinern Hügeln aus grobblockigem Schutt bis lose zusammenhängenden, grösseren Gesteinspaketen (mit Gesteinen von Bündnerschiefer-Typus) ein unruhiges Relief des Talgrundes zustande. Diese geringen Erhebungen wurden als Toma-Hügel einer einst zusammenhängenden Bergsturzmasse (C. JENAL, 1946) oder als Relikte eines ehemaligen Endmoränenwalles¹⁶⁾ gedeutet. Wir geben, den Gesteinsverband und das Fehlen von lehmigem Material berücksichtigend, der ersten Interpretation den Vorzug.

Der von JENAL als Bergsturz bezeichnete Felssturz bei P. 2450 m (Zebblas) stammt vom nördlichen Gratausläufer des Piz Roz und ist nur von lokaler Bedeutung. Zu den von diesem Autor geäusserten Gedanken betreffend der muldenförmigen Wanne von Zebblas ist zu bemerken, dass sie geologisch zu wenig fundiert sind.

¹⁶⁾ Freundliche, mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, Bern.

c) Sackungen

Die abgesackten Felsmassen liegen zum Teil in den basalen Bündnerschiefern, zum Teil im Rozschiefer (hochpenninische Bündnerschiefer) und sind zumeist in Richtung des Schichtfallens abgeglitten: So auf der Südost-Seite des Piz Arina, so in entgegengesetzter Richtung in Val Gravas, Val Chamins und Val Maisas. Im letzteren Nebental des Samnaun ist der rechtseitige Talhang völlig versackt und besteht aus mehr oder weniger aus dem Schichtverband geratenen Gesteinspaketen, die sich treppenartig gegen WNW in Bewegung gesetzt haben und tiefe, hangparallel angeordnete Terrainmulden aufweisen. Eigentümlicherweise streichen diese Sackungsrisse ungefähr N 180° E., was auf Schwächezonen im Bündnerschiefermaterial hinweist (vgl. p. 342). Auch die Abrissränder sind zumeist N-S gerichtet und geradlinig oder dann Resultierende von Schwerkraft und Schichtfallen.

In Val Maisas unterhalb der Schwarzen Wand befindet sich die grösste einheitliche und am prachtvollsten ausgebildete, ca. 0,8 km² umfassende Absackung unseres Aufnahmegebietes, Koord. [822,6 823,4 201,2 202,4]. In der Siegfried-Karte wird die Örtlichkeit mit dem trefflichen Ausdruck «In den Löchern» bezeichnet. Der Grat zwischen Val Maisas und Val Sampuoir ist südlich Piz Motnair durch eine ostwärts bewegte, riesige Sackung zweischneidig geworden und enthält ein N-S gerichtetes, wanneförmiges Tälchen. Auf Alp Stamm (linke Seite der Val Maisas) ist eine grossere Felspartie abgeglitten und hat Anlass zur Bildung einiger Tümpel gegeben. Das Stammerjoch verdankt seine Entstehung dem gleichen Vorgang. Auf der WNW-Seite des Piz Arina sind verschiedene Sackungsmassen kartiert worden, am flacheren Westhang desselben Berges ist ebenfalls eine in ihren Umrissen noch unbekannte (sie liegt ausserhalb des Aufnahmegebietes) Felsrutschung von beträchtlichem Ausmass notiert worden. Sämtliche Sackungen sind auf der Originalkarte 1:25000 eingetragen.

In tiefen Erosionsfurchen durchschneiden die Wildbäche die basalen Partien dieser labilen, postglazialen Gebilde, so dass sich das Gelände vielerorts bis heute noch nicht beruhigen konnte.

d) Erdrutsche und Schlipfe

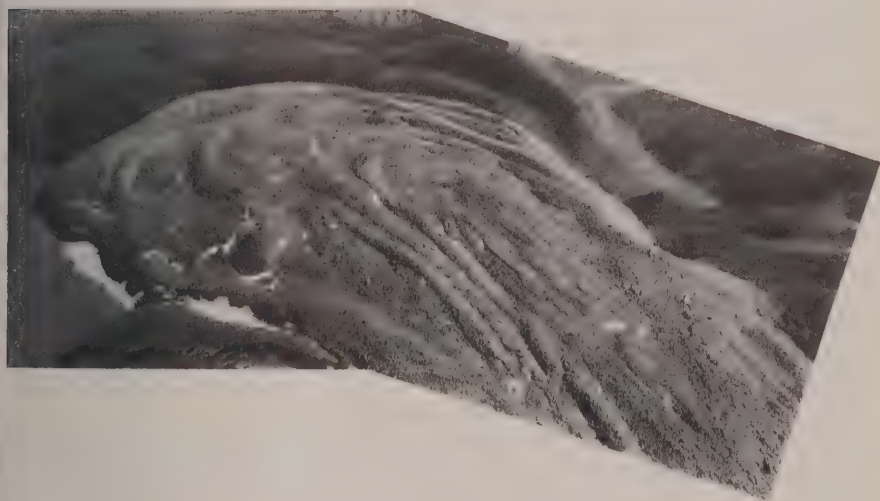
Einige kleinere Terrainbewegungen im Moränenmaterial wurden am Munt Bel (ca. 2290 m [812,8 197,0] und ca. 2310 m [812,9 197,2]) und auf Frattüras (ca. 2390 m [822,4 196,1]) kartiert, vermutlich durch oberflächlich nicht beobachtbare Wasserdarn begünstigt.

e) Schuttströme, Schuttfliessen, Strukturböden

Die aus kleinen, aber schuttreichen Gletschern der Nebentäler entstandenen und in der Rückenpartie fortlaufend von Gehängeschutt gespiesenen Schuttströme zeigen auf ihren Oberflächen typische Fliessformen (bogenförmige Wülste). Dieses bemerkenswerte Kleinrelief, das sicher nicht schon nach dem Abschmelzen des Eises vorlag, spricht für andauernde, abwärts strebende Tendenzen der zungen- bis kuchenförmigen, in unserem Fall aus plattigem Gesteinsmaterial bestehenden Schuttbildete. So sitzt z. B. die vegetationslose Stirn des Schuttstromes auf Chavrä (oberstes Samnauntal) begrastem Gelände auf (Fig. 25). Genaue Vermessungen über die Dauer eines Jahrzehnts hinaus wären wünschenswert. In unserem Unter-

suchungsgebiet liegen die Felsströme in typisch glazial geformten Trogtälchen. Nicht ausgeschlossen ist, dass Toteismassen an der Basis des Schuttes den Bewegungsvorgang erleichtern. Es sind Übergangsstadien von kaum veränderten Moränenwällen zu vollentwickelten Fließformen vorhanden. Nordwest- und Nordlagen, also der Sonne abgewandte Taltröge, werden vorgezogen. Typische Beispiele dieser ungewöhnlichen Schuttanhäufungen wurden festgestellt:

Im SE von Cuolmen d'Fenga im steilen Tälchen nordwestlich Piz Valpiglia und Piz Mottana; südlich Cuolmen d'Fenga; in Vesil (Tirol) nordwestlich Piz Roz als mächtiger, im Frontabschnitt in drei Zungen gespaltener Blockstrom; südöstlich Zebblasjoch, in den zweischneidigen Nordgrat des Piz Roz eingebettet; NNE Piz Roz auf Chavrà, oberstes Samnaun; in Val Gravas; schlecht erhaltener Schuttstrom in der obersten Val Bolchêras auf der Nordwestseite des Stammerspitzes.



Phot. L. Kläy, Sommer 1953

Fig. 25. Schuttstrom auf Chavrà, oberstes Samnauntal. Zungenförmige Stirnpartie.

Cf. A. CHAIX (1923) und J. DOMARADZKI (1951), letzterer mit ausführlichem Literaturverzeichnis.

Ähnliche Erscheinungen zeigt einer steilen Unterlage aufruhender Gebängeschutt. Durch dessen Abwärtskriechen, vermutlich durch Wasseranwesenheit begünstigt, macht sich am Fusse der Schuttmassen eine Stauung in Form von walzenförmigen Schuttsäcken bemerkbar. Beispiele bei Il Cul, Munt Bel, auf der Südost-Seite des Piz Davo Sassè.

Noch geringere Dimensionen weisen die Facetten der schon oft beschriebenen Polygonböden (Steinnetze, Steinkränze usw.) auf, deren Entstehung auf Differentialbewegungen der grob- und feinkörnigen Fraktionen durch tageszeitliche Boden-gefrornis zurückgeführt wird. Steinstreifenböden (Steinstromlinien) treten nur in plattigem Gesteinsschutt auf. Auf Fenga pitschna, auf der Südseite des Fimber-

passes, auf Fuorela Lavèr u. a. O., also in periglazialen Gebieten, sind Strukturböden häufig und oft in beispielhafter Ausbildung anzutreffen.

Vgl. CHR. TARNUZZER und U. GRUBENMANN (1909), C. TROLL (1944) mit ausführlichem Schriftverzeichnis.

Kalköfen: Reste wurden festgestellt 1. am Weg, der von Alp Pradgiant in nordöstlicher Richtung aufwärts führt (2130 m), 2. bei Farola, am Ausgang eines kleinen Nebentälchens der Val Chöglias (1860 m).

Zur Morphologie

Das reizvolle Kapitel der morphologischen Probleme kann nur gestreift werden. Der Formenschatz dieses weiten Bündnerschiefergebietes ist zwar eher als ziemlich dürftig zu bezeichnen, so müssen z. B. Eisschliffgrenzen, Rundhöcker oder die Trogform der Täler nach dem endgültigen Rückzug des Eises rasch dem Verfall anheimgefallen sein.

Fast alle Nebentäler sind postglazial vertieft worden. Nur die grösseren Täler wie Val Sinestra, Val Lavèr und Samnauntal weisen Spuren eines ehemaligen Trogcharakters auf. Der Bach in Val Chöglias fliesst heute streckenweise auf Schutt, d. h. der Talboden lag früher tiefer. Die Nebentäler münden heute alle gleichsohlig, Talstufen sind selten (z. B. oberste Val Chöglias und linksseitige Nebentälchen des Samnauntales). Val Sinestra und Val Chöglias sind typische Quertäler, das Samnaun, Val Griosch, Val Roz und Valmains liegen parallel zum Streichen der Schichten (Längstälichen). Das obere Fimbertal, das ebenfalls im Streichen der Flyschschiefer liegt, nimmt durch sein wannenförmiges Querprofil eine Sonderstellung ein.

Morphologie und Geologie stehen in engstem Zusammenhang, so ist z. B. die N-S gerichtete Anordnung der obersten, rechtsseitigen Nebentälchen des Samnaun, sowie der wilden Schluchten am Südabfall des Stammers durch ein ebenfalls N-S streichendes Kluft- und Bruchsystem bedingt. Neben der Lagerung der Schichten ist für die Landschaftsgestaltung auch das Gesteinsmaterial von Wichtigkeit. Hohe Pässe wie Fuorela Maisas überwinden scharfe, schartige Gräte aus kompakterem Bündnerschiefer, niedrige, breite Übergänge wie Fuorela Zebblas liegen in weichen, unterostalpinen, gips- und rauhwackeführenden Flyschschiefern. Die kühnen Dolomitmauern des Stammerspitzes stehen zu dieser Schieferlandschaft in schärfstem Gegensatz.

Ebenso kausal verknüpft mit dem Gebirgsbau ist die Morphologie im Gebiet der Piz Davo Lais-Gebirgsgruppe (Tasna-Decke). Das kleine Seelein östlich P. 2718 sowie Fuorela d'Lavèr und der Einschnitt P. 2807 südwestlich Piz Davo Lais liegen alle auf tektonischen Schubbahnen (vgl. p. 385). Glazialer Aushobelung hingegen verdankt der in eine flache Felswanne eingesenkte See bei Davo Lais westlich P. 2718 seine Entstehung.

Eine Transfluenz der Eisströme des Fimbergletschers über die Depressionen von Fenga pitschna, Davo Sassè und Fimberpass hat, wie der Gesteinsinhalt der Moränenablagerungen in der oberen Val Chöglias aussagt, nicht stattgefunden.

Eine Talverlegung wurde in der Südwand der schluchtartigen Val da Ruinas (ungefähr 1700 m oberhalb Kurhaus Val Sinestra) entdeckt, bedarf aber noch der

näheren Verifizierung. Der epigenetische Tallauf, der Branca parallel, ist von Moränenschutt erfüllt und vermutlich interstadialen Alters.

Talbildungsphasen

Von dem Terrassensystem Guarda-Fetan-Vnà, das nach A. PENCK und E. BRUECKNER (1909), sowie F. MACHATSCHKE (1933) präglazialer Entstehung ist, zweigt ein talaufwärts schwach ansteigendes Gesimse in die Val Sinestra ab (Verflachungen bei Plan Parpan, ca. 1700 m Charaneglia, 1730 m-Praschan, 1833 m-Eckflur oberhalb Zuort, 1840 m). Nach J. SOELCH (1935) ist erst das nächsttiefere System präglazial, während J. CADISCH (1941) auf das zeitliche Moment bei der Rückwärtsverlegung der Talsohlen hinweist und deshalb den voreiszeitlichen Talboden entsprechend höher als PENCK und BRÜCKNER angesetzt sehen möchte. Die Korrelationen über die Reschenscheideck mit den pliocänen Ablagerungen im Etschgebiet sind umstritten. In Mittelbünden betrachtet J. CADISCH (1925, 1953) ein ausgesprochenes Verebnungsniveau (bei Davos bei ungefähr 2100 m Höhe) als zur präglazialen, bzw. pliocänen Landesoberfläche gehörig. Als nächst höheres, weniger ausgeprägtes System (Nebenniveau) können die Erosionsterassen am Ausgang der Val Sinestra bei Plan Dartòs (1820 m) und Palü Lunga (nördlich Ramosch, 1850 m) angesehen werden, die ihre Fortsetzung bei Alp Patschai (1958 m)-Prümaran da la Muranza (1980 m)-Charetsch (1950 m)-einer Waldwiese östlich Griosch (1900-1940 m) usw. haben. Noch höhere Verebnungsflächen treten am Westhang des Piz Arina (2250 m)-Munt Bel (2250 m)-Mot Patschai (2300 m) auf. Sie steigen flachwellig bis zu den Karböden an, weisen also keinen eigentlichen Terrassencharakter (vgl. A. SPITZ und G. DYRENFURTH, 1915) auf, sondern sind einer Mittelgebirgslandschaft vergleichbar. Darüber setzen die sterilen Karlinge der Gipfelregion ein. Durch Sackungen, Moränen und Gesteinsunterschiede bedingte Terrassen und Talleisten sind selbstverständlich auszuscheiden.

Im Samnauntal kann die breite Geländewanne von Zebblas als präglazialer Talboden gedeutet werden.

Durch Auslaugung von Gipsgestein bilden sich in heute noch andauerndem Prozess trichter- bis wannenförmige Vertiefungen, die sog. Dolinen. In unserem Arbeitsgebiet sind Dolinenlandschaften von grosser Eindrücklichkeit und mit allen Übergängen von kaum wahrnehmbaren, flachen Einsenkungen der Grasnarbe bis zu steilwandigen Kesseln von Hausgrösse vorhanden. Es wurden Gipstrichter notiert: Bei Chè d'Mutt (oberhalb Ravaisch), in zonenweiser Anordnung auf Inner Viderjoch und Zebblas, in verschiedenen Flyschniveaus in Vesil, auf Fenga pitschna, bei Ils Gips, auf der rechten Talseite der oberen Val Fenga und westlich Mot (hintere Val Lavèr).

BEMERKUNGEN ZUR HYDROGRAPHIE

Das eiförmige Bündnerschiefer- und Flyschgebiet weist wenig ergiebige Quellen auf, die zumeist im Herbst im Ertrag stark zurückgehen. Sie wurden nicht systematisch untersucht, und es seien hier lediglich einige Beobachtungen angeführt, die sich im Laufe der Kartierung ergaben. Chemische und physikalische Untersuchungen fehlen bis heute gänzlich, eine Nutzung findet praktisch nicht statt.

a) Mineralquellen

Auf Zebias, nordwestlich P. 2335, tritt an der Basis eines grösseren, in Flysch-schiefern eingelagerten Gipszuges eine Quelle mit starker Schüttung auf. Das Wasser schmeckt etwas bitter und ist ziemlich stark mineralisiert (Gipswasser). Wir erklären die Entstehung dieser Schichtquelle auf Grund der geologischen Situation wie folgt: Versickerung des atmosphärischen Wassers und der Schmelzwässer in den zahlreichen Gipsdolinien und porösen Rauhwackezügen von Zebias und Bergli. Stauung im Untergrund durch hochpenninische Schiefer und Austreten an der tiefsten, durch Erosion freigelegten Stelle bei 2380 m.

Etwas auf der Zunge prickelndes Wasser und Inkrustationen von Eisenocker (Eisensäuerlinge) liefern die kleinen Quellaustritte von Fenga pitschna, 2630 m und Cluchers (oberhalb des Weges, der vom Kurhaus Val Sinestra nach Zuort führt).

Von TARNUZZER (GRUBENMANN, U. und TARNUZZER, CH., 1909) wird ein verschütteter Eisensäuerling, Chagnas genannt, aus der vorderen Val Lavèr erwähnt. Er ist noch heute unter Schutt begraben und konnte nicht wieder aufgefunden werden.

b) Wasseraustritte an der Basis der Stammer-Klippe

An der Grenzfläche zwischen der Stammer-Decke und wasserstauendem Flysch der Unterlage sammelt sich das in das klüftige Gestein der Stammer-Klippe eindringende Wasser und tritt auf der Südwestseite des Stammerspitzes als schwache Rinnsale aus.

c) Zahlreich, aber ebenfalls von geringem Ertrag und starken, jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen sind die durch Moränenschutt gestauten Moränenquellen. Beispiele bei Pran San Peder, in Val Tiatscha u. a. O.

d) Von grösserer Bedeutung und von konstanter Schüttung sind die Sackungsquellen, die an die Basis der abgerutschten Felsmassen beschränkt sind und deren Ausfliessen durch natürliche Unterschneidung durch Bachanrisse erleichtert wird. Eine einfache Fassung in Val Maisas bei 2170 m versorgt den Kurort Samnaun. Quellen von gleichem Typus wurden unterhalb Stamm (2220 m), auf der linken Talflanke der Val Maisas und in Val Chamins (rechte Talseite, 2150 m) notiert.

e) Aus Gehängeschutt. Nach Beendigung der Schneeschmelze und nach längeren Trockenzeiten versiegen diese oberflächennah gesammelten Schuttquellen wieder rasch.

Quelltuffe

Mit den Quellen eng verknüpft sind die zahlreichen Vorkommen von Quellsinter. Sie haben keine nennenswerte Bedeutung, sollen aber immerhin erwähnt werden. Gelegentlich (in Valmains, bei Pra San Peder u. a. O.) verkittet der löchrige Kalktuff Gehängeschutt, Schotter oder Moränenmaterial zu rezenten Schuttbreccien. Vorkommen von Quelltuffen: In Valmains (2130 m); oberhalb Pra San Peder (1920 m); auf der linken Talflanke der Val Maisas (ca. 2200 m), auf eine Sackungsquelle zurückzuführen; auf Zebias (2370–2450 m) als ausgedehntere, in Vesil (2480 m) als auf der Karte nicht ausscheidbare Massen; im Fimbirtal nordöstlich P. 2301, 2350 m.

Ein treffliches Beispiel mit welcher Sorgfalt der kartierende Geologe, will er Irrtümern nicht zum Opfer fallen, beobachten muss, sei hier gegeben: Auf Zebblas, nordwestlich P. 2335, am Hang links des Abflusses der ergiebigen Gipsquelle, entragt auf 2370–2390 m eine NE streichende Gesteinsbank dem Rasenpolster, die zuerst als Rauhwaacke in die Karte eingetragen wurde. Die genauere Prüfung des löcherigen Gesteins ergab:

Quarzkörner, grüne, eckige Tonschieferstückchen und grüne Quarzite schwimmen in der gelblichen, kalkigen Grundmasse, ganz analog den triasischen Rauhwaacken der Nachbarschaft. Es fehlen aber graue, zersetzte Dolomitkomponenten, und die Hohlräume weisen durchgehend kugelige Gestalt auf.

Ein weiteres Indiz für die rezente Entstehung und die Sinternatur sind zwei kleinere Wasseraustritte an der Basis der Gesteinsbank. Die Grenze zwischen hochpenninischen Schiefen und dem Unterostalpin zieht hier durch.

ZUASMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

I. Stratigraphie

1. Basaler Bündnerschiefer

Den Bemühungen mittels 4 lückenloser Profile eine wenigstens grobe lithologische Seriengliederung durchzuführen, blieb infolge der Unmöglichkeit einer sicheren Parallelisation der Erfolg versagt. An unterostalpine Gesteinsfolgen von fraglichem Unterkreide- bis Oberkreide-Tertiäralter gemahnende Gesteine am Grat zwischen Muttler und Piz Arina wurden vorläufig vom Penninikum abgetrennt und der vermutete Ablagerungsort näher präzisiert. Ein dem Bündnerschiefer konkordant auflagerndes, an Tasna-Flysch erinnerndes Schieferpolster wurde dem Unterostalpin zugeordnet. Siehe unter 3. Zur Altersfrage, einem Kardinalproblem der Bündnerschiefer seit STUDER's und THEOBALD's Zeiten, konnte bei der absoluten Sterilität der Gesteinsmassen nichts beigetragen werden. Es scheint sich um eine «*série compréhensive*» zu handeln.

2. Sedimente der hochpenninischen Serie (Roz-Serie)

Eine klare Gliederung nach petrographischen Gesichtspunkten war nicht zu bewerkstelligen. Altersbestimmungen scheiterten am völligen Fehlen von organischen Resten. Einige Gesteinstypen wurden beschrieben.

3. Unterostalpine Schichtreihe

Das in zwei Stockwerken auftretende Unterostalpin konnte in Anlehnung an frühere Bearbeiter in der oberen Einheit in eine vom Kristallin bis in die obere Kreide, evtl. ins Tertiär hinaufreichende Schichtreihe zusammengefasst werden. Dabei waren mit wenigen Ausnahmen lithologisch-fazielle Merkmale für die Zuordnung massgebend. Der Tasna-Flysch, dem ein wesentlicher Anteil am Aufbau

des untersuchten Gebirgsstückes zukommt, wurde sehr detailliert untersucht. Aber auch hier, trotz Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe, blieb das Alter unbestimmbar.

Das tiefere, von uns als unterostalpine Basalschuppe bezeichnete Element enthält neben kalkig-quarzitischen und tonigen Schiefern des Flysch eine Gipslage bei Chè d'Mutt und hie und da Rauhwacken. Linsenförmig auftretende Fremdgesteine wie Kristallin, Quarzite, Dolomit, Steinsberger Lias usw. wurden zum Teil als tektonische Schürflinge, zum Teil als ein sedimentiertes Wildflyschmaterial gedeutet.

4. Oberostalpin (Stammer-Serie)

Ermutigende Resultate zeitigte die stratigraphische Untersuchung der Stammer-Decke. Das erstellte Sammelprofil (Taf. VI) gibt eine wesentlich verfeinerte und gesicherte Stratigraphie wieder. So konnte das Rhät zweigeteilt werden, ebenso die liasischen Sedimente in einen unteren Lias (Sinémurien) und eine dem oberen Lias (Toarcien) angehörende Transgressionsserie, die sich bis in den Dogger fortsetzt. Fazielle und sedimentologische Untersuchungen gingen mit der Grobeinteilung Hand in Hand. Neue Fossilfunde, zum Teil mit Leitwert, konnten gemeldet werden.

Für Faziesvergleiche mit Schichtreihen ähnlicher tektonischer Stellung aus Nachbargebieten wurden ein umfangreiches Tatsachenmaterial gesammelt, das aber nicht den eindeutigen Beweis für die stratigraphische Zugehörigkeit der Stammer-Serie erbrachte. Faziell steht die Stammer-Serie der Schichtreihe der Ortler-Decke (Mitteloostalpin nach R. STAUB, 1937¹⁷), Oberostalpin nach J. CADISCH, 1953) am nächsten.

Ophiolithe

Sie werden durch 2, bzw. 3 Ophiolithtypen vertreten: Serpentin, Spilit und Hornblendegabbro. Bei den Spiliten, die sich auf zwei tektonisch verschiedene Niveaus verteilen, konnten zwei Faziesbezirke mit etwas abweichenden Eigenschaften unterschieden werden. Neben der petrographischen Charakterisierung der Gesteine konnte auch die gegenseitige Altersbeziehung zwischen Serpentin, Spilit und Flysch näher erfasst werden. Einige Überraschung bot der Spilitfund in der Stammer-Klippe selbst.

Quartär

Pleistocaene und holocaene Moränen und Schotter werden getrennt und Grobgefüge aus den siltartigen, vermutlich limnoglazialen Ablagerungen von Zuort beschrieben und auf jahreszeitliche Bodengefrorenis zurückgeführt. Von grosser Bedeutung für die Oberflächegeologie sind die ausgedehnten Sackungsmassen. Schuttströme werden erstmals aus diesem Gebirgsabschnitt beschrieben. Probleme der Talbildung und Morphologie werden gestreift. Einige Bemerkungen zur Hydrogeologie schliessen die mehr kursorischen Untersuchungen ab.

¹⁷) Neuerdings scheint die Zürcher Schule auch die Scarl-Decke ins Mitteloostalpin zu stellen (W. HESS, 1953).

II. Tektonik

Folgende tektonische Einheiten, deren Abgrenzung im Verlauf der Kartierung festgelegt wurden, bauen den untersuchten Gebietsabschnitt auf (von oben nach unten):

5. Tasna-Decke

Im Raum Piz Davo Lais Piz Lavèr Piz Tasna ruht eine unterostalpine Schichtfolge von ?Neocom bis Flysch verfaltet und verschuppt zum Teil einem Polster aus Serpentin und unterostalpinem Flysch, zum Teil direkt den hochpenninischen Bündnerschiefern auf. Mitgerissene Tasnakristallin- und Tristelkalkschollen, sowie Gips- und Rauhwackezüge liegen an dieser wichtigen Überschiebungslinie. Die rechte Flanke des oberen Finbertales, Vesil und die Mulde von Zebias wird von unterostalpinem Flysch mit eingelagerten verrucanoartigen Gesteinen, Gipsen und Rauhwacken usw. eingenommen. Mehrmalige Verschuppung muss in diesen, von älteren Schichtgliedern der Tasna-Serie abgeschürften und vor der Stirn der Tasna-Decke zusammengestauchten Flyschmassen angenommen werden.

4. Hochpenninische Schieferserie (Roz-Schiefer)

Die enorme Mächtigkeitszunahme von SW nach NE ist auf Verschuppung zurückzuführen, obschon Beweise nicht zu erbringen sind. Auch bei Chè d'Mutt ist eine Verdoppelung des Schichtstosses eingetreten.

3. Stammer-Decke

Oberostalpinen Schichtreihen analoge, in Linsenform auftretende oder rasch absetzende Gesteinskomplexe wurden vom Osthang des Piz Mottana über Fuorcla Chamins bis in das Gebiet nordöstlich Chè d'Mutt verfolgt. Eine direkte Verbindung mit dem Stammerspitz, wo diese rudimentäre Schichtfolge stark anschwillt, besteht nicht mehr. Die Stammer-Klippe wird aus zwei liegenden, WSW-ENE streichenden, nach NNW vergierenden Falten aufgebaut. Durch jüngere Blattverschiebungen wurden diese quer zerschnitten. Im Ostteil ist zudem das Schichtpaket verschuppt.

2. Unterostalpine Basalschuppe

Ein in seiner Mächtigkeit annähernd konstant bleibendes, aus flyschähnlichen Schiefern zusammengesetztes Schichtpaket unterlagert die Stammer-Decke und lässt sich von der hinteren Val Lavèr bis nördlich Plan verfolgen. Tasna-Granit- und Dolomitschollen, Gips- und Rauhwackezüge sowie Spilite begleiten diese dem Unterostalpin als Basalschuppe zugeordneten Flyschschiefer.

1. Basale Bündnerschiefer

Als tektonisch tiefste Einheit bauen die basalen Bündnerschiefer den Fensterern auf. Kleinste, N S streichende Sprünge sind durch ihre Häufigkeit ein nicht vernachlässigendes Bauelement.

Bei den am Südgrat des Muttlers zwischen P. 3149 und Fuorcla Pradatsch in den basalen Schiefer eingeschichteten, den unterostalpinen Kreidebildungen ver-

gleichbaren Schichtstößen, blieben wir auf die Frage, ob diese dem basalen Penninikum angehören oder ob sie dem Grenzbereich hochpenninisch-unterostalpinen Sedimentation entstammen, eine definitive Antwort schuldig, nehmen aber an, dass der letztere Fall zutrifft.

Im weiteren kann anhand der geologischen Aufnahmen im Unterengadiner Fenster heute noch nicht entschieden werden, ob die Verdoppelung der tektonischen Grosselemente durch Verschuppung, durch Einfaltung oder durch Reliefüberschiebung von Stammer-Decke und unterostalpinem Flysch in oder auf die Bündnerschiefer zustande gekommen ist. Indem Unterengadin und obertirolesches Inntal bis Prutz als annähernd subsequente Talstrecken den tektonischen Elementen ungefähr parallel verlaufen, wurde durch den Talfluss kein tiefreichender, natürlicher Aufschluss quer zum Streichen der Gebirgszonen geschaffen.

Wie schon seit langem bekannt, verläuft die Achse der Unterengadiner Schieferaufwölbung parallel der Wurzelzone, welche in der Sigmoide des Alpenkörpers zwischen Brenner und Brentagruppe vorübergehend NE gerichtet ist (J. CADISCH, 1953). In seiner Anlage ist das Fenster ein Bauelement des Ostalpenbogens, der hier gegen SW abschwenkt. Wie die Stirnpartie und die Innenstrukturen (neben WNW ESE gerichteten Strukturen) der Scarl-Decke streichen auch die Faltenachsen der Stammer-Decke NE bis ENE, d. h. ostalpin. Nach CADISCH kann sowohl eine SW NE als auch eine W E bis WSW ENE Anordnung der unterostalpinen Elemente festgestellt werden. W-E verlaufende Faltenachsen fehlen in der von uns untersuchten, unterostalpinen Rahmenzone nicht.

Die Kleintektonik der Schiefererien des Fensterinnern (basaler Bündnerschiefer, unterostalpine Basalschuppe, Roz-Schiefer) weist nicht wesentlich andere Züge auf. Neben einer ENE-Richtung der Kleinfaltenachsen tritt eine gleichwertige, SE gerichtete auf. In Anlehnung an frühere Autoren, können diese Faltenbündel durch Schubwirkungen teils aus dem West-, teils aus dem Ostalpenbogen erklärt werden. Das von H. P. CORNELIUS (1942) aus der Gegend Nauders Pfunds mitgeteilte Schema mit wesentlich W E, daneben NNW streichenden Kleinfaltenachsen ist für unser Arbeitsgebiet etwas zu modifizieren. Als wichtige Ergebnisse seien, abgesehen von zu vernachlässigenden Divergenzen, einmal die gleiche Orientierung der Kleinfaltenachsen in den Schiefermassen der verschiedenen tektonischen Einheiten des Fensterinnern, zweitens als älteres, übernommenes Strukturelement das Zusammenfallen der ENE gerichteten Faltenachsen mit dem WSW ENE-Streichen des Ostalpenkörpers festgehalten. Die Aufwölbung der Fensterantiklinalen durch SE-NW gerichteten Druck, ein spätorogenes Ereignis, ist in den plastischen Schiefermassen nicht ohne Spuren (Brüche und Klüfte) geblieben. Unsere Untersuchungen (Fig. 1) besitzen den Charakter einer vorläufigen Mitteilung und beschränken sich auf das kartierte Gebiet.

T
zwis

Legende:

Stammer-Decke (oberostalpin)

Tektonisch selbständiger Flysch

Serie von Ardez (untere Kreide-Flysch)

} *Tasna-Decke*
(unterostalpin)

*Tektonisch verschürfte Massen (vorwiegend Gips und
Rauhwaacke)*

*Unterostalpine Basalschuppe (Flysch, bei Chè d'Mutt mit
Gips und Rauhwaacke)*

*Pseudounterostalpine Sedimente tektonisch unsicherer
Stellung (Muttler Südgrat)*

Roz-Serie (=hochpenninische Zone von Champatsch)

Basale Bündnerschiefer (penninisch)

Spilitsche Gesteine

Serpentin

} *Ophiolithe*

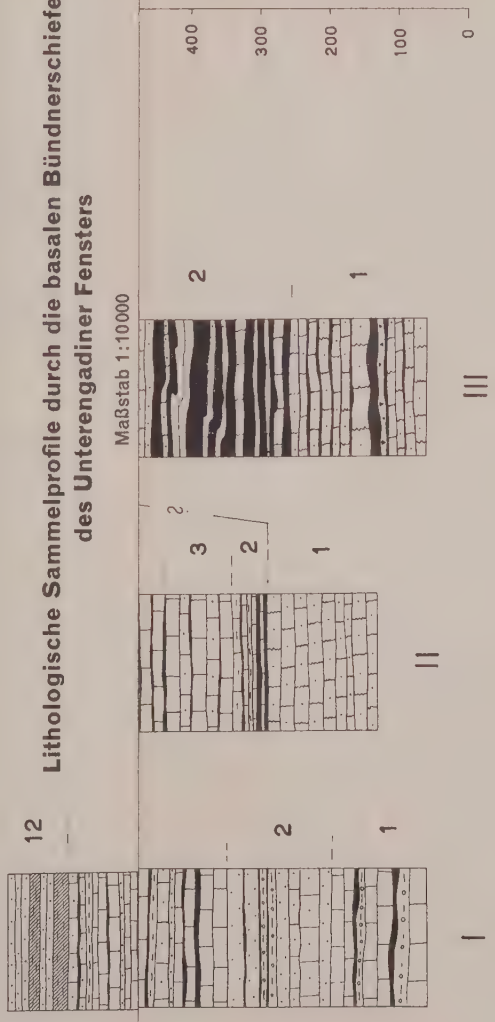
Verschuppungsgesteine





**Lithologische Sammelprofile durch die basalen Bündnerschiefer
des Unterengadiner Fensters**

Maßstab 1:10000





Eclogae geolog

W

Kn

3

3000 m

2500

durch di
(Nordw

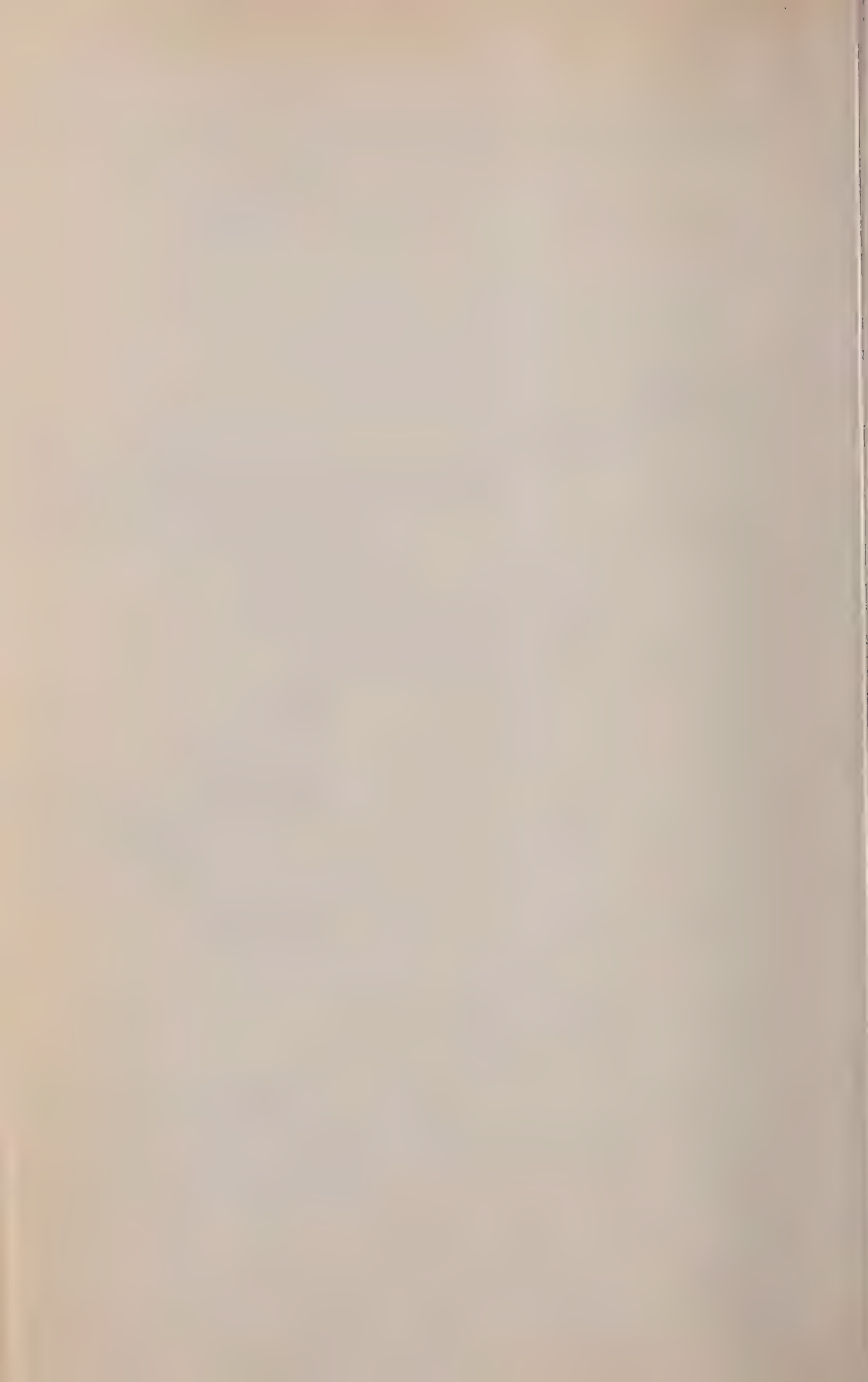


Silvrel



Tasna





Geologische Querprofile der Stammerspitze (Lais-Piz Lavèr-Gruppe)

(Südost- und Südwest-Profile Val Lavèr)

3000

von L. KLÄY, 1955

1:25000

2500

S

Gletscher, Firn

Gehängeschutt, Moräne

Vadret

Unterostalpine Basalschuppe

Tonschiefer wechsellagernd (Flysch i. allg.),
Schollen (Lias) im Flysch, Obere Kreide-Terliär

von heterogener Zusammensetzung (Wildflysch)

von (Couches rouges), Obere Kreide

von Feinbreccien, Sandsteine, Quarzite, "Gault"

von Feinbreccien und Sandsteine,
von Urgo-Aptien

von ("Neocom"), Untere Kreide

von Schollen (tektonische Schürflinge)

von (tektonisch verschleppt)

von Bündnerschiefer (Roz-Serie)

von Sandkalkschiefer

von Schiefer (penninisch)

von Tonschiefer

von Gesteine

von

von Trassen siehe Tafel I

3000 m

2500

2000

Profil 4

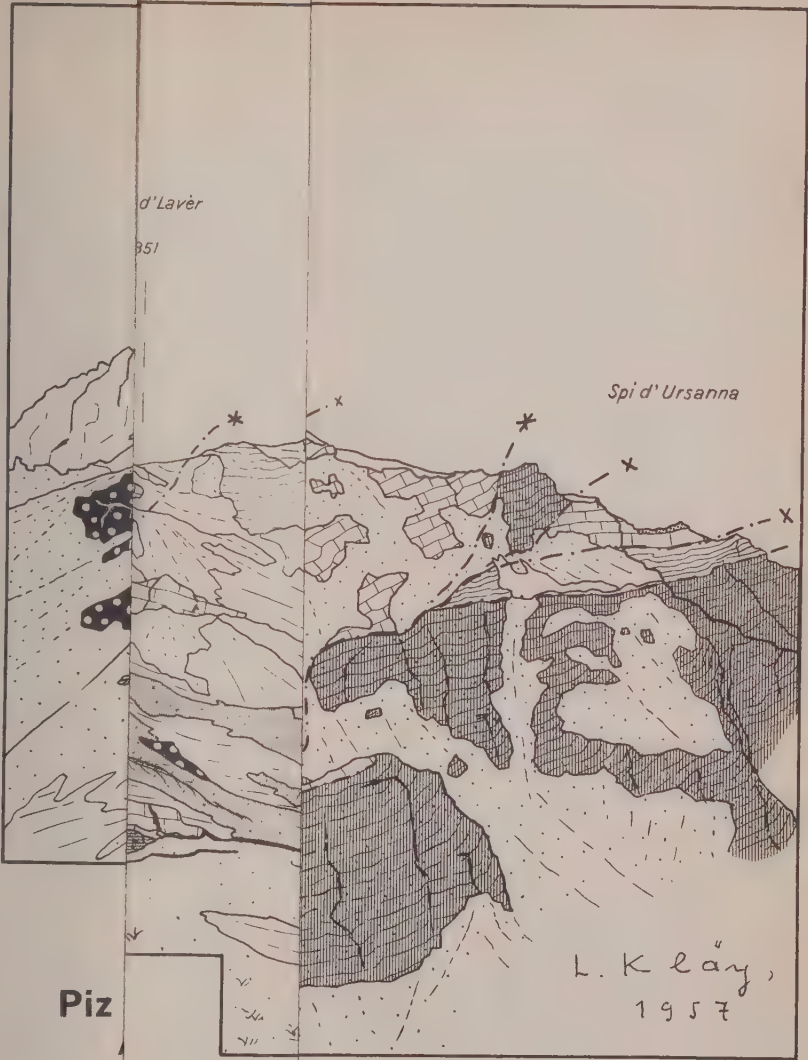
S

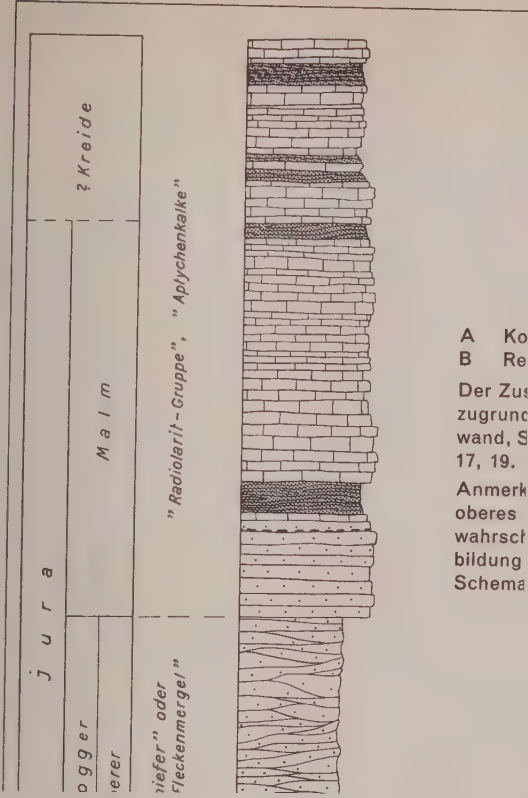
3000 m

2500

2000

Profil 5





A Ko
B Re
Der Zus
zugrund
wand, S
17, 19.
Anmerk
oberes
wahrsch
bildung
Schema



NW
Geologische Querprofile durch die Stammerspitze

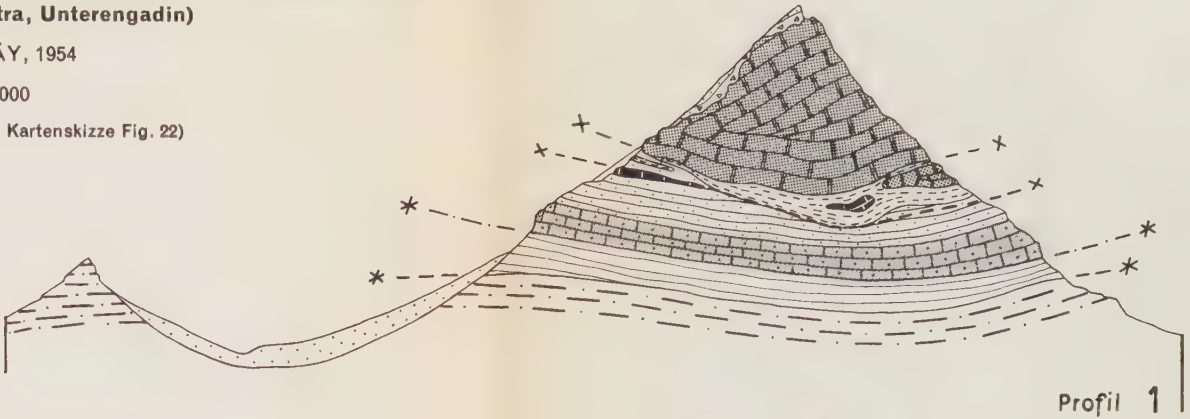
(hintere Val Sinestra, Unterengadin)

von L. KLÄY, 1954

1:10 000

(Vgl. ferner tektonische Kartenskizze Fig. 22)

SE



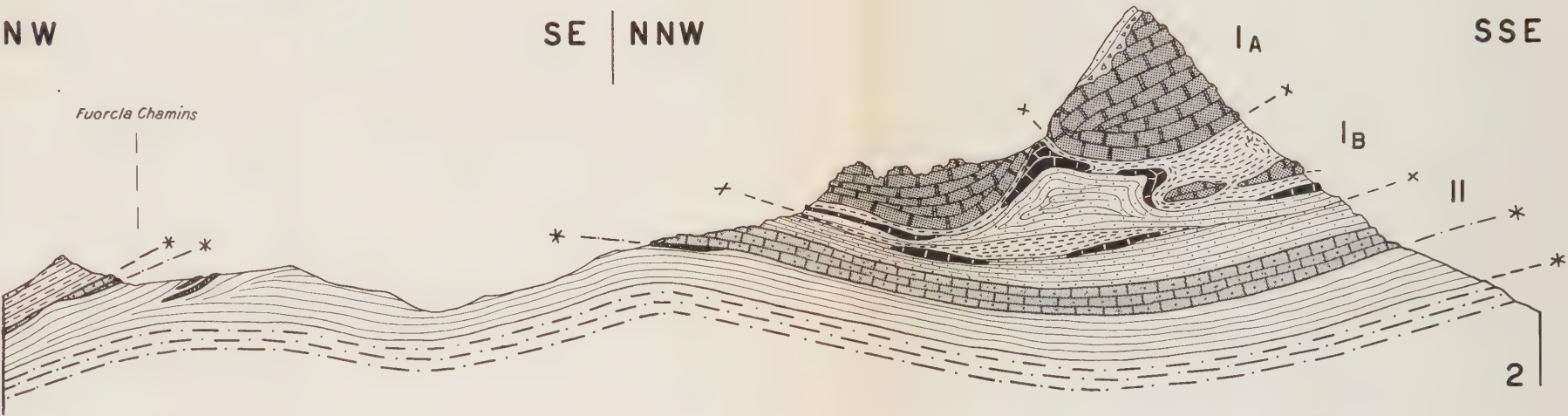
Profil 1

NW

SE | NNW

SSE

Fuorcla Chamins



2

Legende

- Firn
- Gehängeschutt; Moräne

Stammer - Decke (oberostalpin)

- Kalke, Kalkschiefer, Kalkmergel, Tonschiefer, Quarzite und Radiolarite
- Quarzitische Mergelkalkschiefer, sog. "Knötchenschiefer"; Transgressionsbreccie
- Dolomite, Kalke und Kalkmergel
- Dolomite, Kalke und Tonschiefer
- Graue Dolomite, Primärbreccien (Hauptdolomit)

- Malm - & Kreide
- Oberer Lias
- Oberes Rhät
- Unteres Rhät
- Norien

Unterostalpine Basalschuppe

- Dünnschichtige, quarzitische Kalk- und Tonschiefer, Breccien und Sandsteine (Flysch)
- Tektonisch verschleppte Rauhwacke

- Obere Kreide - Tertiär
- Trias

Roz - Serie (hochpenninisch)

- Vorwiegend Sandkalkschiefer

- & Kreide - Tertiär

Basale Bündnerschiefer

- Kalke, Kalkschiefer, Tonschiefer, Quarzite

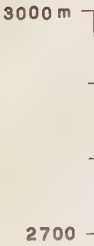
&

N

S



3



4

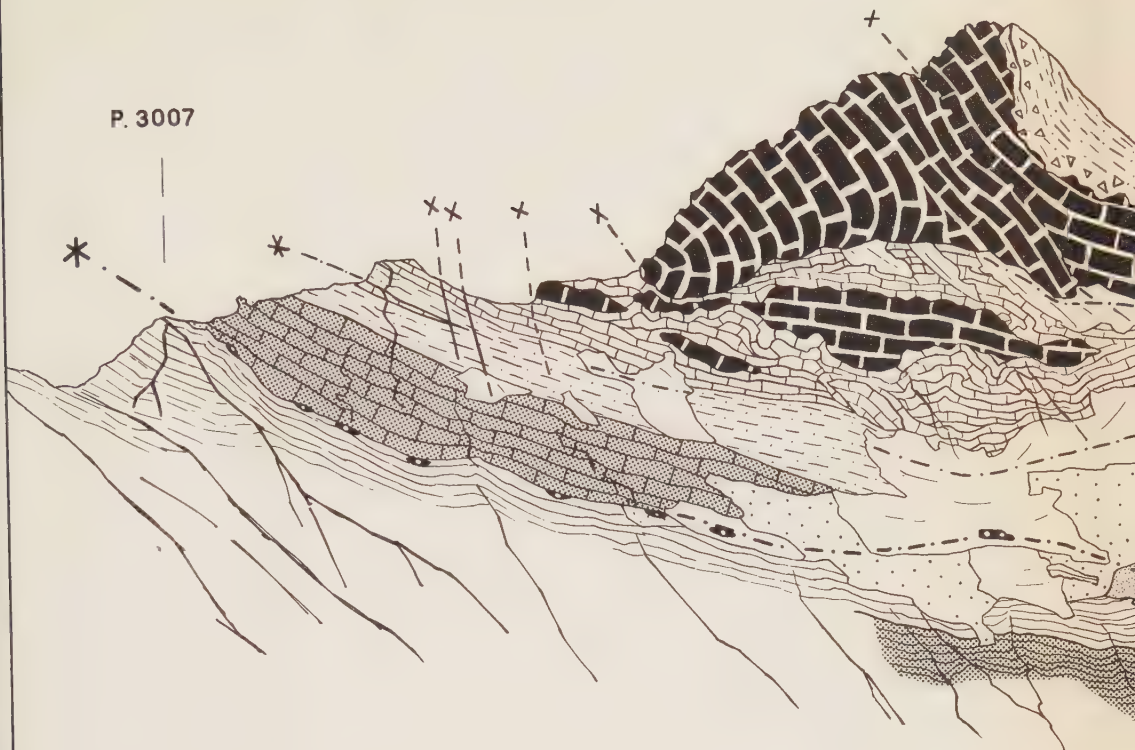
Ophiolithe

- Spilite, z.T. variolitisches

SE

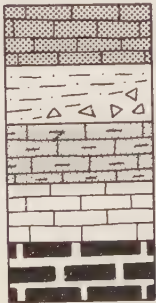
3254,4

P. 3007



Gehängeschutt
Rezente Moräne

Stammer - Decke



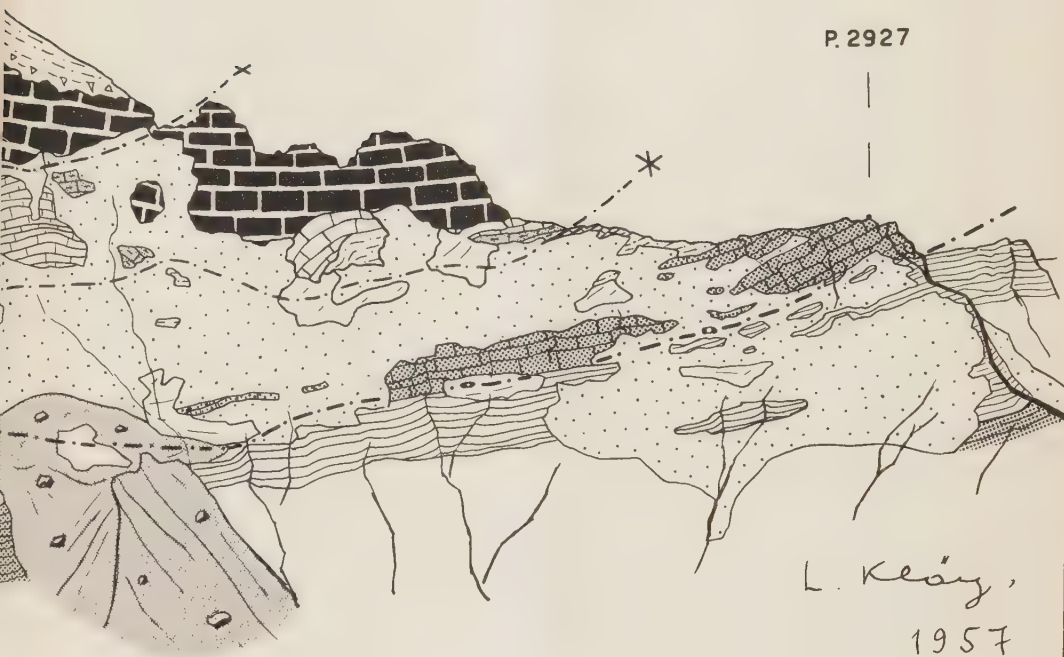
Quarzite, Radiolarienkalkbreccien,
Radiolarite, Kalkschiefer
Sandig - mergelige "Knötchenschiefer,"
z.T. mit Transgressionsbreccien
Kalke, Mergel, Dolomite
Kalke, Tonschiefer, Dolomite
Grauer Dolomit, "Hauptdolomit"

Malm
Oberer Lias - Dogger
Oberrhät
Unteres Rhät
Norien

NW

Stammerspitze von NE

(Samnauner Seite)



Unterostalpine Basalschuppe



Quarzitische Kalk- und Tonschiefer,
wechsellagernd, Flysch; Dolomit und Rauhwacke, tektonisch verschürft

Basale Bündnerschiefer

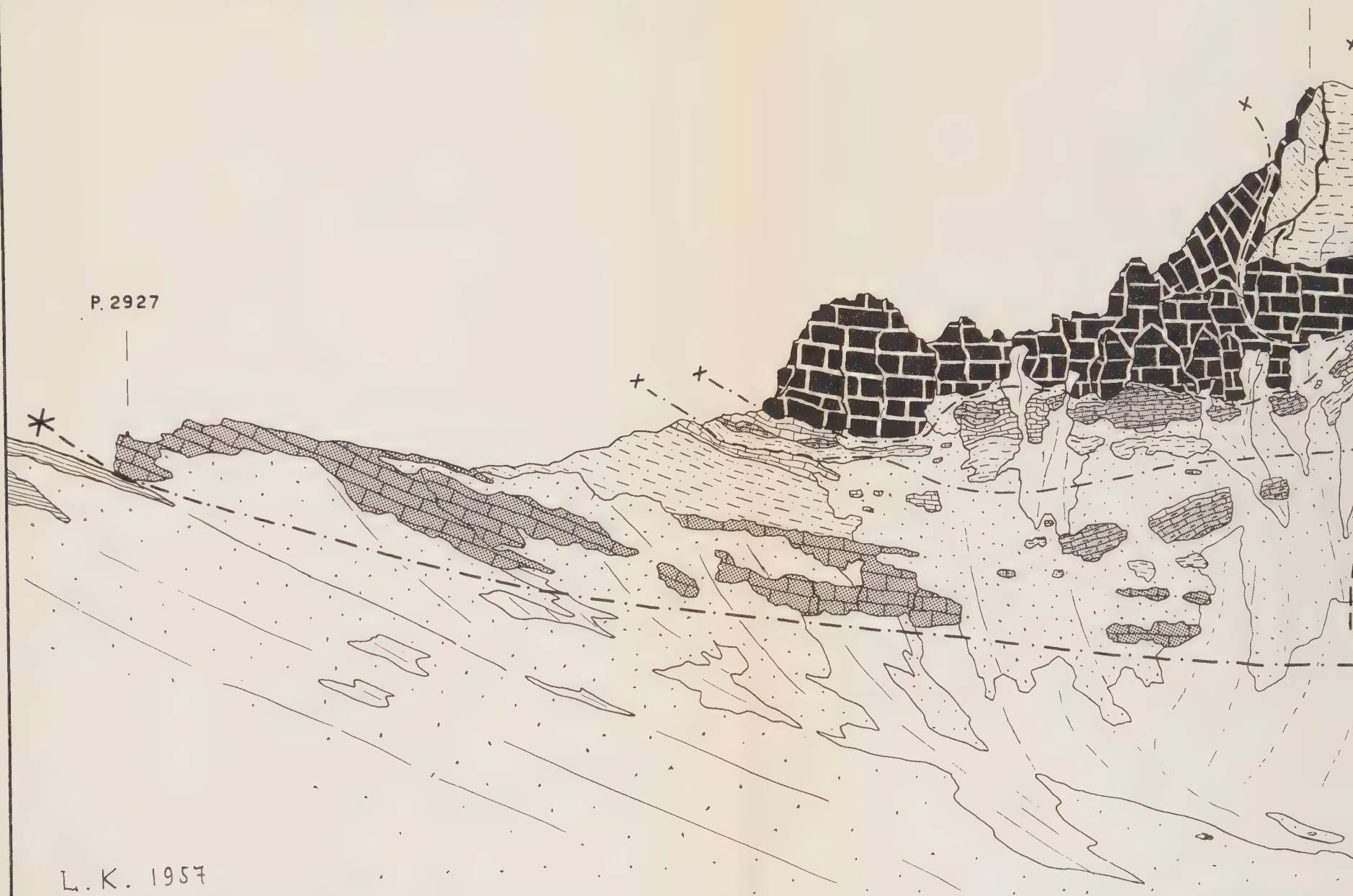


Kalk- und Tonschiefer

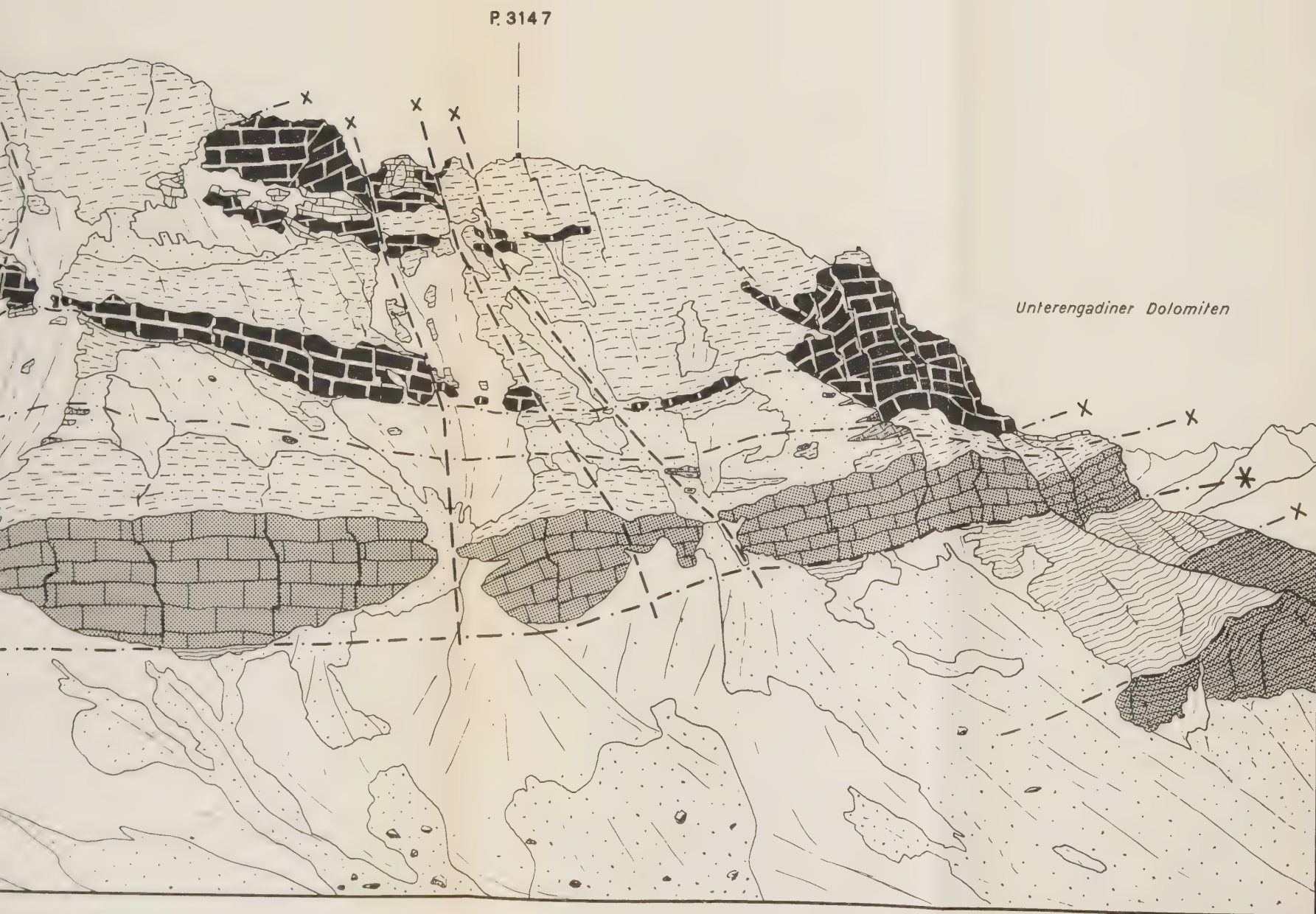
NW-Flanke der Stammerspitze

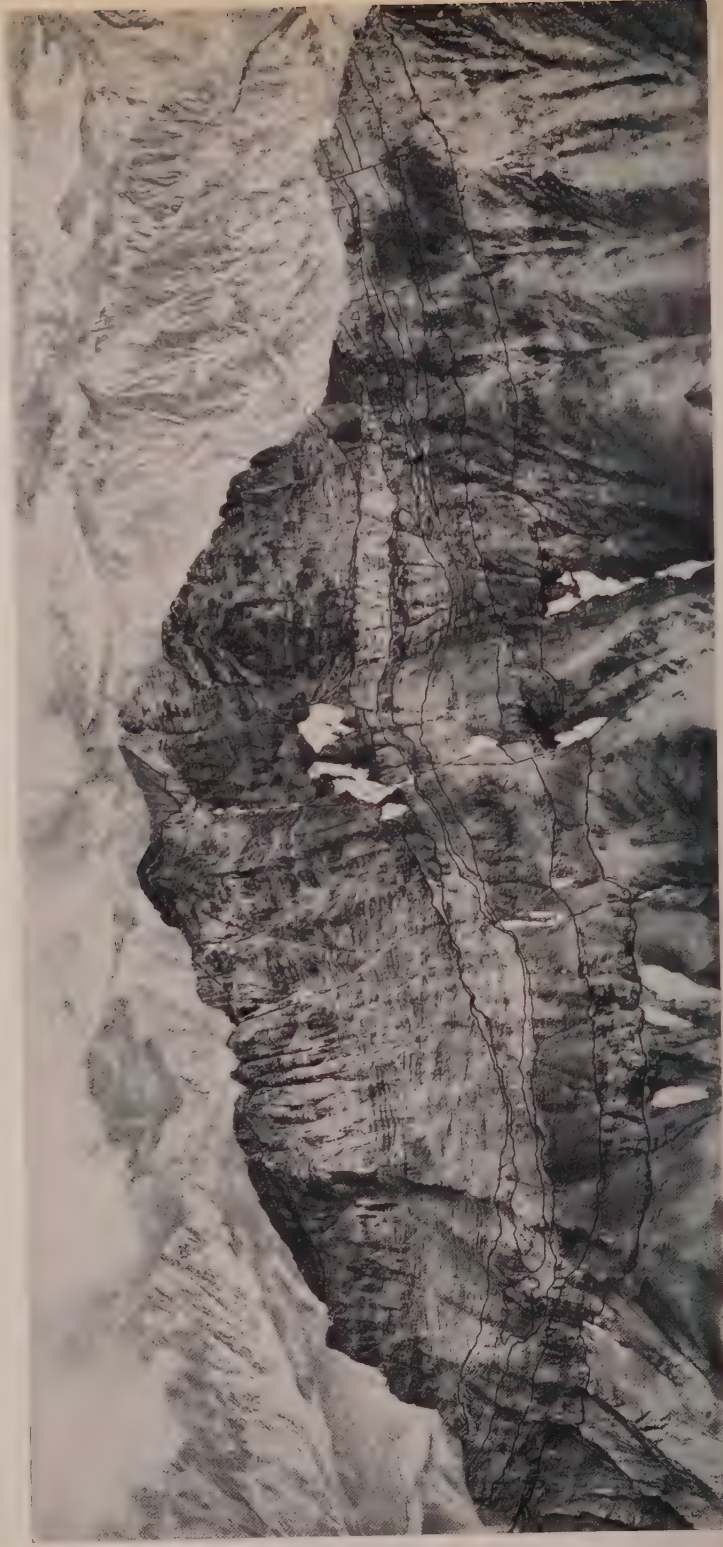
Nach Photographie gezeichnet, Legende siehe Tafel VIII

3254,4



L. K. 1957





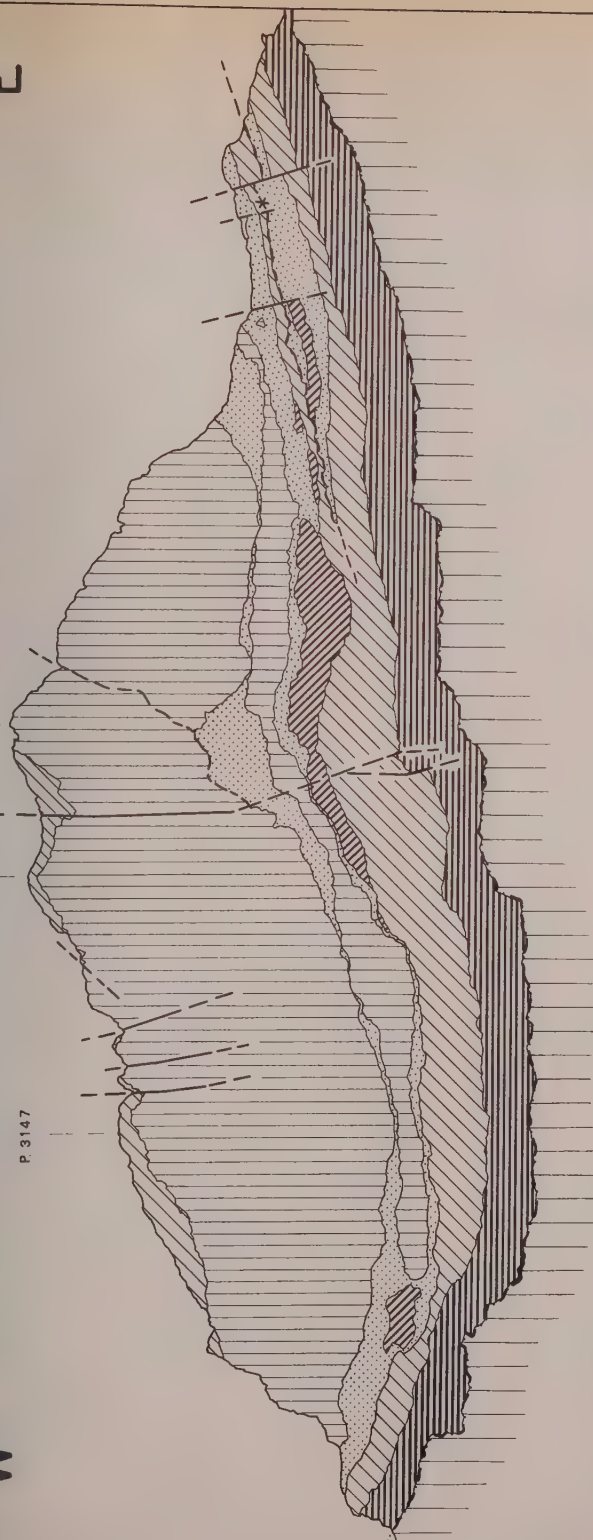
W

Westgipfel

Ostgipfel
3254.4

P 3147

E



Stammer-Decke. Schraffur dick und horizontal: Malm. Dünn und schräg: Oberer Lias. Dick und schräg: Oberes Rhät. Punktiert: Unteres Rhät. Vertikal eng: Norien (Hauptdolomit).

Unterstalpine Basalschuppe. Vertikal und weit schraffiert: Flyschschiefer. Schwarz: Dolomitlinsen und Rauhwacke-Züge an der Basis der Stammer-Klippe.

Sternchen: Spaltfund zwischen Schuppe I/II. Dicke, ausgezogene und gestrichelte Linien: Querbrüche und Verschiebungsfläche. Strichpunktierte Linie: Stammer-Überschiebung.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABEL, O. (1935): *Vorzeitliche Lebensspuren*. Verlag G. Fischer, Jena.
- ALLEMANN, FR., & BLASER, R. (1951): *Vorläufige Mitteilungen über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein*. *Eclogae geol. Helv.* 43, 2.
- AMPFERER, O., & HAMMER, W. (1911): *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee*. Jb. k. k. Geol. R. A. 61, 3 und 4, Wien.
- AMPFERER, O. (1915): *Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals*. Jb. k. k. Geol. R. A., 65.
- AMSTUTZ, G. C. (1951): *Radioaktivität der Glarner Laven*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31, 2.
- (1954): *Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges*. Diss. Zürich.
- ARBENZ, P. (1908): *Über Diploporen aus dem Schrattenkalk des Säntisgebietes*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 53.
- (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 64.
- ARNI, P. (1926): *Geologische Forschungen im mittleren Rätikon*. Diss. Zürich.
- (1933): *Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflysch*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 65.
- ARTHABER, G. VON (1906): *Lethaea geognostica*, II. Teil, Mesozoikum, Bd. 1. *Die alpine Trias des Mediterrangebietes*.
- BALL, J. (1897): *The serpentine and associated rocks of Davos*. Diss. Zürich.
- BEARTH, P. (1932): *Geologie und Petrographie der Keschgruppe*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12.
- BLASER, R. (1952): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein*. 2. Teil. *Geologie des nördlichen Gebietes*. Diss. Bern.
- BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten*. Diss. Zürich.
- BOLLI, H. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höhern helvetischen Decken*. *Eclogae geol. Helv.* 37, 2.
- BORNEMANN, L. G. (1874): *Über die Foraminiferengattung Involutina*. Z. deutsch. geol. Ges. 26.
- BRAUCHLI, R. (1921): *Geologie der Lenzerhorngruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49, II.
- BROTZEN, F. (1936): *Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen*. Sveriges geol. Undersökning, Ser. C, 396, Arsbok 30, 3.
- BUSER, W., & GRÜTTER, A. (1956): *Über die Natur der Manganknollen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, 1.
- BURKARD, G. (1953): *Geologische Beschreibung der Piz S-chalembert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten)*. Diss. Bern.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H., & BRAUCHLI, R. (1919): *Geologische Untersuchungen in Mittelbünden*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 64, Festschr. Alb. Heim.
- CADISCH, J. (1921): *Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49, I.
- (1925): *Zur Talgeschichte von Davos*. Jb. Naturf. Ges. Graubündens [NF.] 64.
- (1926): *Wildflysch im Unterengadiner Fenster*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 71.
- (1928): *Geologische Beobachtungen im Gebirge zwischen Unterengadin und Paznaun (Tirol)*. *Eclogae geol. Helv.* 21, 1.
- (1932): *Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster*. *Eclogae geol. Helv.* 25, 1.
- (1934, a): *Geologie der Schweizer Alpen*. Beer & Co., Zürich.
- (1934, b): *Umgebung von Schuls (Unterengadiner Fenster)*. Exk. Nr. 95. Geol. Führer Schweiz, Fasc. 14.
- (1938): *Nuovo contributo allo studio delle finestre tettoniche dell'Engadina inferiore e dei Tauri*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 13.
- CADISCH, J., BEARTH, P., & SPAENHAUER, F. (1941): *Erläuterungen zu Blatt 420 Ardez*. Geol. Atl. Schweiz 1:25000.
- CADISCH, J. (1946): *Über den Flysch der Tassa-Decke (Unterengadin)*. *Eclogae geol. Helv.* 39, 2.
- (1948, 1955): *Unterengadin-Samnaun*. Schweizer Alpenposten. PTT, Bern.
- (1950): *Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich*. *Eclogae geol. Helv.* 43, 2.
- (1953). *Geologie der Schweizer Alpen*. Zweite Aufl. Wepf & Co., Basel.

- CAILLEUX, A. (1942): *Les actions éoliques périglaciaires en Europe*, Mém. Soc. Géol. France 21, n° 46.
- (1952): *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie*, Geol. Rsch. 40.
- CAMPANA, B. (1943): *Géologie des nappes préalpines au Nord-Est de Chaux-de-Fd.*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 32.
- CANAL, P. (1947): *Observations sur les caractères pétrographiques des calcaires dolomitiques et des dolomites*, C. R. somm. Soc. Géol. France, 161–162.
- CAROZZI, A. (1953): *Pétrographie des roches sédimentaires*, F. Rouge & Cie, S.A., Lausanne.
- CHAVIN, A. (1923): *Les couloirs de blocs du Parc National Suisse d'Engadine*, Mém. du Globe, 62, Genève.
- CHAMOT, E. M., & MASON, C. W. (1946): *Handbook of Chemical Microscopy*, J. Wiley & Sons, New York.
- CHARLOT, G., & BEZIER, D. (1949): *Méthodes modernes d'analyse quantitative minérale*, 2e éd., Masson & Cie, Paris.
- CLAISSE, F. (1950): *A roentgenographic method for determining plagioclases*, Am. Min. 35.
- CORNELIUS, H. P. (1942): *Zur Klintektonik im Unterengadiner Fenster (Ostalpen)*, Ber. Reichsamt f. Bodenforschung, Jg. 1942, 1–3, Wien.
- CORRENS, C. W. (1924): *Die Bedeutung der Adsorption für die Bildung syngenetischer Erzlagerstätten*, Z. prakt. Geol., Jg. 32, 11.
- DAVIS, E. F. (1918): *The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group*, Univ. of Calif. Publications, Bull. Dep. Geology.
- DITTLER, E. (1933): *Gesteinsanalytisches Praktikum*, W. de Gruyter & Co., Berlin und Leipzig.
- DOMARADZKI, J. (1951): *Blockströme im Kanton Graubünden. Untersuchung und Beschreibung auf morphologischer Grundlage*, Diss. Zürich, Erg. wiss. Unters. Schweiz. Nationalparks, III [NF.], 24.
- EPPRECHT, W. (1946): *Die Eisen- und Manganerze des Ganzen*, Beitr. geol. Karte Schweiz [Geotechn. Serie], 24. Lfg.
- EUGSTER, H. (1923, a): *Der Ostrand des Unterengadiner Fensters*, Eclogae geol. Helv. 18, 2.
- (1923, b): *Geologie der Ducangruppe*, Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF.] 49, III.
- (1934): *Geol. Führer d. Schweiz*, Fasc. XIV, Exk. 94.
- FEIGL, F. (1954): *Spot tests*, Vol. I, *Inorganic applications*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- FELIX, J. (1890–91): *Versteinerungen aus der mesozoischen Jura- und Kreide-Formation*, Palaeontographica 32.
- FRECH, F. (1890): *Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juravischen Triasprovinz*, Palaeontographica 37.
- FREL, F. (1925): *Geologie der östlichen Berggüterstöcke*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49, VI.
- GEES, R. (1956): *Ein Beitrag zum Ophiolithproblem, behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos (Graubünden)*, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36/2.
- GEIGER, TH. (1948): *Manganerze in den Radiolariten Graubündens*, Beitr. Geol. Schweiz [Geotechn. Serie] 27.
- GENGE, E. jun. (1952): *Einige Beobachtungen an Rauhackerorkommen der Klippendecke im hinteren Diemtigtal (Berner Oberland)*, Eclogae geol. Helv. 45, 2.
- GRUBENMANN, U., & TARNUZZER, CH. (1909): *Beiträge zur Geologie des Unterengadins*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 23.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems*, Diss. Bern.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rhätikon (zwischen Klosters und St. Antönien)*, Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 54, I.
- HAGN, H. (1955): *Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen*, E. J. Brill, Leiden.
- HAMMER, W. (1908): *Die Ortlergruppe und der Ciavalschokamm*, Jb. k. k. Geol. R. A., 58, Wien.
- (1914): *Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal*, Jb. k. k. Geol. R. A., 64, 3, Wien.
- (1923): *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich*, Bl. Nauders (5245), Geol. B. A., Wien.

- HEGWEIN, W. (1927): *Beitrag zur Geologie der Quartärsgruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. Jb. phil. Fak. II, Univ. Bern, 7.
- HEIM, ARN. (1924): *Über submarine Denudation und chemische Sedimente*. Geol. Rdsch. 15, 1.
- HESS, W. (1953): *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 46, 1.
- HIRMER, M. (1927): *Handbuch der Paläobotanik. I. Thallophyta-Bryophyta-Pteridophyta*. R. Oldenbourg, München-Berlin.
- HOEGBERG, E. (1950): *Färgningsmetoder för fältundersökning av karbonatbergarter*. Geologiska Föreningens i Stockholm, Förhandl., 72, H. 3, 462.
- HOVELAQUE, M. (1900): *Album de microphotographies de roches sédimentaires*. Paris.
- HÜGI, TH. (1945): *Gesteinsbildende wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 25, 1.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14.
- ITEN, W. B. (1948): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mittelhorn und Turmannental (Wallis)*. Eclogae geol. Helv. 41.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 34.
- JAFFE, F. C. (1955): *Les ophiolithes et les roches connexes de la région du Col des Gets (Chablais, Haute Savoie)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, 1.
- JAKOB, J. (1925): *Einige chemische Analysen von rotem Radiolarit*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 5, 1.
- JENAL, C. (1946): *Das Samnathal. Eine morphologisch-wirtschaftsgeographische Studie*. Diss. Freiburg (Schweiz).
- KAPPELER, U. (1938): *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin*. Diss. Zürich.
- KAUFMANN, F. J. (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 24.
- KOLTHOFF, I. M., & SANDELL, E. B. (1946): *Textbook of quantitative inorganic analysis*. The Mac Millan Co., New York.
- LEMBERG, J. (1888): *Zur mikroskopischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazit*. Z. deutsch. geol. Ges., 40.
- LEUTENEGGER, W. O. (1928): *Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rhätikon*. Diss. Zürich.
- LORENZ, TH. (1901): *Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpinen Fazies. II. Der südliche Rhätikon*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 12.
- MACHATSCHKE, F. (1933): *Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet*. Mitt. geogr. Ges. Wien, 76.
- MACHATSCHKE, F. (1953): *Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage*. Springer-Verlag, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1951): *Vorläufiger Aufnahmebericht über geologische Arbeiten im Engadiner Fenster (Tirol)*. Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Ak. Wiss., 2.
- (1952): *Zweiter vorläufiger Aufnahmebericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol)*. Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Ak. Wiss., 10.
- (1953, a): *Dritter vorläufiger Aufnahmebericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol)*. Sitzungsber. d. österr. Ak. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 4, Wien.
- (1953, b): *Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm*. Kober-Festschr., Univ. Wien.
- (1954): *Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen*. Unveröffentl. Habilitationsschr., Univ. Wien.
- MEYER, H. (1909): *Geologische Untersuchungen am Nordostende des Surettamassives im südlichen Graubünden*. Diss. Freiburg i. Br.
- MÜLLER, G. (1953): *Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen, I. Teil: Westteil*. Unveröffentl. Diss., Wien.
- NABHOLZ, W. K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 38.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Univ. Zürich.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., & WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie, 14.

- NIGGLI, P. (1952): *Gesteine und Mineralagerstätten*, II. *Exogene Gesteine und Mineralagerstätten*. Birkhäuser, Basel.
- OTT, E. (1925): *Geologie der westlichen Bergünnerstöcke*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 49, V.
- PARKER, R. L. (1941): *Systematische Übersicht mineraldiagnostisch wichtiger Mikroreaktionen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 21, 1.
- PAULCKE, W. (1904): *Geologische Beobachtungen im Antirhätikon*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 14.
- (1910, a): *Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters*. Verh. naturw. Ver. Karlsruhe, 23.
- (1910, b): *Tertiär im Antirhätikon*. Zentralbl. Min., Geol. u. Paläont.
- PAULCKE, W., & HAMMER, W. (1913): *Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern*. IV. *Unterengadin*. Herausgegeben von Geol. Vereinigung, Leipzig.
- PENCK, ALB., & BRÜCKNER, ED. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- PELLECKER Y RICO, L. (1868): *Das Rhät in der Umgehung von Göttingen*. Z. deutsch. geol. Ges., 20.
- PLESSMANN, W. (1953): *Trennung orogen-tektonischer Faltenachsen von Rutschungs-Faltenachsen*. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 10.
- QUENSTEDT, F. A. (1858): *Der Jura*. H. Laupp'sche Buchhandlung, Tübingen.
- RANKAMA, K., & SAHAMA, TH. G. (1950): *Geochemistry*. The University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- REICHEL, M. (1955): *Sur une Trocholite du Valanginien d'Arzier*. Eclogae geol. Helv. 48, 2.
- REINHARD, M. (1931): *Universal-Drehtischmethoden. Einführung in die kristalloptischen Grundbegriffe und die Plagioklasbestimmung*. B. Wepf & Cie., Basel.
- REITHOFER, O. (1954): *Über Flächen- und Achsengefüge in dem Triebwasserstollen der Silvretta-Gruppe*. Jb. Geol. Bundesanstalt, 93, H. 1, Wien.
- RENZ, O. (1936): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin*. Eclogae geol. Helv., 29.
- RICHTER, M. (1930): *Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau*. Jb. G. B. 80, Wien.
- RICHTER, R. (1927): *Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung*. Paläont. Z., 9.
- (1942): *Die Einkippungsregel. Snckenbergiana*, 25, 4-6, Frankf. a. M.
- RITTMANN, A., & GRÜTER, O. (1939): *Tabellen zur Bestimmung von Mineralien*. Min.-petr. Inst., Univ. Basel.
- ROESLI, F. (1927): *Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin)*. Jb. phil. Fak. II, VII, Bern.
- SCHILLER, W. (1904): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin*. I. *Lischannagruppe*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.
- (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin*. II. *Ladgruppe*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.
- SCHWEIGHAUSER, J. (1950): *Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin)*. Eclogae geol. Helv. 43, 2.
- SONDER, R. A. (1947): *Zur Sedimentationsnorm des Flysches*. Ein Diskussionsbeitrag. Eclogae geol. Helv. 39, 2.
- SPAENHAUER, F. (1932): *Geologie und Petrographie der Vadret-Sursura-Gruppe*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12.
- SPITZ, A., & DYHRENFURTH, G. (1915): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und dem S. Silferjoch*. Beitr. geol. Karte Schweiz. [NF.] 44.
- STAENDER, G. (1943): *Stratigraphie und Tektonik des helvetischen Malm zwischen Kiental und Lüttschental (Berner Oberland)*. Diss. Bern.
- STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 60.
- STAUB, R., & CADISCH, J. (1921): *Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters*. Eclogae geol. Helv. 16.
- (1924): *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Beitr. geol. Karte Schweiz. [NF.] 52.
- (1934, a): *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. XIV, Exk. 97. B. Wepf & Cie., Basel.
- (1934, b): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 69, 1.
- (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 72, 1.
- (1942): *Radiolarit im Walliser Hochpenninikum*. Eclogae geol. Helv. 35, 1.
- STEEGER, A. (1943): *Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein*. Geol. Rdsch. 34.
- STEINMANN, G. (1905): *Geologische Beobachtungen in den Alpen*. II. *Die Schardtische Überfaltungs-*

theorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16.

- STOPPANI, A. (1860–1865): *Géologie et paléontologie des couches à Avicula contorta en Lombardie, etc.* J. Bernardoni, Milan.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden)*. Diss. Univ. Zürich.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*. Bd. 1, Stämpfli, Bern und Schulthess, Zürich.
- TOPKAYA, M. (1950): *Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires*. Bull. Lab. Géol., Min., Géophys. et du Musée géol., Univ. Lausanne, No. 97.
- TORRICELLI, G. (1956): *Geologie der Piz Lad - Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin)*. Jb. Naturf. Ges. Graubündens, 85.
- TREADWELL, F. P. (1930): *Kurzes Lehrbuch der analytischen Chemie. I. Qualitative Analyse*. Franz Deuticke, Leipzig und Wien.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 46, II.
- TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen)*. Diss. Bern.
- VUAGNAT, M. (1946): *Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26.
- WANNER, J. (1940): *Gesteinsbildende Foraminiferen aus Malm und Unterkreide des östlichen Ostindischen Archipels*. Pal. Z. 22, Berlin.
- (1949): *Lebensspuren aus der Obertrias von Seran (Molukken) und der Alpen*. Eclogae geol. Helv. 42, 2.
- WENK, E. (1934, a): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta-Kristallins*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14.
- (1934, b): *Der Gneiszug Pru Putèr-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztaldecke*. Eclogae geol. Helv. 27, 1.
- (1949): *Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem*. Experientia, 5, 6.
- WICHER, C. A. (1952): *Involutina, Trocholina und Vidalina – Fossilien des Riffbereichs*. Geol. Jb. 66, Hannover.
- WINCHELL, A. N. (1951): *Elements of optical mineralogy. Part. II. Descriptions of minerals*. J. Wiley & Sons, Inc., New York.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno*. Diss. Freiburg i. Br.
- ZÜST, O. (1905): *Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unterengadin*. Diss. Zürich.
- ZYNDEL, F. (1912): *Über den Gebirgsbau Mittelbündens*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF.] 41.

GEOLOGISCHE KARTEN

- BEARTH, P., EUGSTER, H., SPAENHAUER, F., STRECKEISEN, A., LEUPOLD, W. (1935): *Blatt 423 Scaletta*. Geol. Atlas der Schweiz, 1:25000. Mit Erl.
- BOESCH, H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPAENHAUER, F., WENK, ED. (1948): *Blatt 424 Zernez*. Geol. Atlas der Schweiz, 1:25000. Mit Erl. (1953).
- CADISCH, J. (1948, 1955): *Tektonische Übersicht des Unterengadiner Fensters. 1:235000. Schweizer Alpenposten, Unterengadin-Samnaun*. PTT, Bern.
- GRUBENMANN, U., & TARNUZZER, CH. (1909): *Unterengadin. Geol. Spez. Karte Nr. 58, 1:50000*.
- HAMMER, W. (1914): *Geologische Karte der Umgebung von Prutz im Oberinntal. 1:25000*. Jb. Geol. Reichsanst. 64, 3.
- (1914): *Geologische Karte der Fliesseralm und des oberen Stubentales. 1:25000*. Jb. Geol. Reichsanst. 64, 3.
- (1923): *Blatt 5245, Nauders*. Geol. Spez. Karte der Republik Österreich, 1:75000.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J., WENK, E. (1940): *Blatt 420 Ardez*. Geol. Atlas Schweiz, 1:25000. Mit Erl. (1941).
- SPITZ, A., & DYRENFURTH, G. (1915): *Engadiner Dolomiten*. Geol. Spez. Karte Nr. 72, 1:50000.
- STAUB, R. (1924–1926): *Tektonische Karte der Alpen*. Geol. Spez. Karte Nr. 105, 1:1000000. Mit Quer- und Längsprofilen.
- THEOBALD, G. (1864): *Blatt XV, Davos-Martinsbruck*. Geol. Karte Schweiz, 1:100000.

Bericht über die 73. ordentliche Generalversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Neuchâtel

Sonntag, den 22. September 1957

A. Bericht des Vorstandes für das Jahr 1956/57

Wir freuen uns, feststellen zu dürfen, dass sich die Gesellschaft in der Berichtsperiode zu ihrem Vorteil weiter entwickelt hat. Die bereits im Vorjahr eingesetzte Zunahme durch Neuaufnahmen und die erfreuliche Ausweitung der wissenschaftlichen Tätigkeit unserer Mitglieder durch vermehrte Inanspruchnahme unseres Publikationsorgans (siehe Bericht des Redaktors) hat sich fortgesetzt. Zur Erledigung der laufenden Geschäfte hielt der Vorstand im ganzen drei Sitzungen ab. Am 1. Januar 1957 traten die von der 72. ordentlichen Generalversammlung neu gewählten Vorstandsmitglieder Prof. Dr. A. STRECKEISEN, Prof. Dr. R. TRÜMPY und Dr. E. WITZIG ihr Amt an. Der Vorstand wurde wie folgt bestellt:

Präsident:	Dr. E. RITTER, Basel
Vizepräsident:	Prof. Dr. H. BADOUX, Lausanne
Sekretär:	Prof. Dr. R. TRÜMPY, Zürich
Kassier:	Dr. E. WITZIG, Schaffhausen
Redaktor:	Dr. W. NABHOLZ PD, Basel
Beisitzer:	Prof. Dr. ED. PAREJAS, Genève, und Prof. Dr. A. STRECKEISEN, Bern.

Des weiteren verdienen folgende Ereignisse und Daten festgehalten zu werden:

Als Vertreter der Schweiz am V. Internationalen Quartärkongress in Madrid und Barcelona anfangs September 1957, nahm Prof. Dr. R. RUTSCH teil. Auf Ersuchen der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Führungen von Exkursionen durch den Jura, das Mittelland und die Alpen zu übernehmen, fanden sich unsere Mitglieder Prof. Dr. J. CADISCH, Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT, Prof. Dr. ED. WENK, Prof. Dr. E. NIGGLI, Prof. Dr. R. RUTSCH sowie Privatdozent Dr. W. NABHOLZ und Dr. H. FURRER bereit, als Exkursionsleiter mitzuwirken. Am 1. Januar 1957 trat ein neuer Verlagsvertrag mit der Firma Birkhäuser AG, Verlag, Basel, in Kraft, der aus dem Erlös vom Verkauf der *Eclogae Geologicae Helveticae* eine Provision von 17,5% festlegt. Bei einer Kündigungsfrist von zwölf Monaten kann der neue Vertrag erstmals auf Ende 1960 gekündigt werden.

Zu unserem Leidwesen haben wir in der Berichtsperiode drei unserer Mitglieder durch den Tod verloren, nämlich: Dr. K. SCHMID, Bern. Er war Mitglied unserer Gesellschaft seit 1927. Geboren am 17. Januar 1906 in Frutigen, doktorierte er in

Bern im Jahre 1931 mit einer Dissertation: «Biometrische Untersuchungen an Foraminiferen aus dem Pliocaen von Ceram (Niederländisch Indien)». Nach Auslandsaufenthalten in der Türkei als Paläontologe und Feldgeologe der dortigen Regierung sowie in Westindien bei der Trinidad Leaseholds Ltd., kehrte er vor Ausbruch des Zweiten Weltkrieges in die Heimat zurück. Hier arbeitete er vorerst als Geologe im Bureau für Landerwerb beim Eidg. Militärdepartement und übernahm in der Folge die Stelle eines Assistenten am Naturhistorischen Museum Bern, die er wegen Erkrankung nach kurzer Tätigkeit aufgeben musste. Er starb nach längerem Leiden am 7. April 1957. Eine ausführliche Würdigung des Verstorbenen durch Prof. Dr. R. RUTSCH wird in den Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern erscheinen. Dr. K. KÜPPER, Paläontologe, ist am 10. Februar 1957 der Gesellschaft als Mitglied beigetreten. Geboren in Wien, am 24. Oktober 1930, besuchte er nach Übersiedlung der Familie nach Indonesien, die dortigen Schulen. Seine Studien absolvierte er in Wien, wohin er 1941 zurückkehrte und 1953 doktorierte. Nach einem einjährigen Aufenthalt an der Stanford University in Kalifornien USA. wurde er Assistent am Geologischen Institut in Wien, verbrachte aber den Sommer 1955 wiederum an der Stanford University, wo er als Research Fellow beschäftigt war. Am 1. Januar 1956 trat er in den Dienst der Shell und begann seine praktische Tätigkeit als Junior Paleontologist bei der Shell B.P. Petroleum Development Company of Nigeria Ltd. in Owerri, Nigeria. Er starb am 1. Mai 1957 in Port Harcourt, Nigeria, wo er sich einer Operation unterziehen musste. Die wissenschaftliche Tätigkeit des Verstorbenen erstreckte sich in der Hauptsache auf Untersuchungen an jungtertiären Foraminiferen des Wienerbeckens und in Kärnten sowie an solchen aus der Oberkreide Amerikas, über welche er verschiedene Arbeiten, teilweise in Zusammenarbeit mit A. PAPP, publizierte, die in Sitzungsberichten der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und in den Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research seit 1952 erschienen sind. – Im Alter von fast 66 Jahren verstarb in Austin, Texas, USA., am 22. September 1956 unser Mitglied Prof. W. S. ATKINS. Er hat sich als Paläontologe und ausgezeichnete Kenner der Kreidefauna von Texas und Mexiko einen Namen gemacht. In den Jahren 1921–1925 stand er im Dienst der Compania Mexicana de Petroleo «El Aguila», wo er mit den dort arbeitenden Schweizer Geologen zusammentraf und die Bearbeitung der kretazischen und tertiären Megafossilien übernahm. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen in Mexiko und den USA. sind in zahlreichen Publikationen niedergelegt und bildeten unter anderem einen wichtigen Beitrag zur «Geology of the Tampico Region» seines Freundes J. M. MUIR (1936), die als Sonderband der American Association of Petroleum Geologists erschienen ist. 1925 bis 1926 erweiterte er seine Kenntnisse an der Sorbonne, Paris, unter E. HAUG, mit dem Studium kretazischer Holotypen aus Texas. Anschliessend konsultierte er solche in den Museen von Paris, Bonn, Breslau, London. Spezialuntersuchungen als Associate geologist im Bureau for Economic Geology an der Universität Texas und als konsultierender Geologe führten ihn unter anderem auch nach Venezuela. Er hatte wesentlichen Anteil am Ausbau des paläontologischen Dienstes im Research Laboratory der Shell Petroleum Company in Houston, Texas. Ein ausführlicher Nekrolog über den Verstorbenen findet sich im Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 41, Nr. 4 (April 1957).

Mitgliederbewegung.

Als seltenes Ereignis in der Geschichte unserer Gesellschaft erhielt unser schweizerisches Senior-Mitglied, Herr Prof. Dr. A. BUXTORF, Basel, die Leopold von Buch-Medaille in Würdigung seiner Verdienste um die Erforschung des Jura-gebirges und der Alpen sowie als langjähriger Präsident der Schweizerischen Geologischen Kommission der S.N.G. Sie wurde ihm an der 109. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 6. September 1957 in Freiburg i. Br. feierlich überreicht. Wir gratulieren Prof. BUXTORF zu der ihm zuteilgewordenen Ehrung.

Im Berichtsjahr hat sich der Bestand an Mitgliedern sprunghaft erhöht, eine in der Geschichte der Gesellschaft wohl einmalige Erscheinung. Nach der Reihenfolge der Aufnahmen sind folgende Eintritte zu verzeichnen:

A. Schweiz. Persönliche Mitglieder:

CONRAD SCHINDLER, Zürich	JACQUES HENRY GABUS, Villars s. Ollon
HANS RUEDI ECKERT, Brunnadern	ERWIN NICKEL, Fribourg
HANS ULRICH BARTHOLET, Zug	JEAN PAUL SCHAEER, Neuchâtel
HERMANN FISCHER, Muttenz	RENÉ BLAU, Bern
PAUL STERN, Basel	MATTHIS ZIMMERMANN, Biel
FREDY STUMM, Münchenstein	KURT BÄCHTIGER, Landquart
PETER VOGT, Arlesheim	PIERRE SUBLET, Lausanne
FELIX MAIRE, Liestal	GERMAIN BOTTERON, Lausanne
FELIX RUDOLF FREY, Affoltern a.A.	KURT R. NIGGLI, Bern
OTTO LIENERT, Einsiedeln	KIMON KARAGOUNIS, Zürich
PETER FRICKER, Feldbach, Zürich	ALEX SOMM, Küsnacht, Zürich
ROGER LEHMANN, Basel	RUDOLF REBER, Langnau i.E.
LASZLO VON IMREH, Bern	PETER NIKLAUS KNABE, Belp
RUDOLF WEGMANN, Zürich	GASTON HUBER, Reinach, Bld.
RUDOLF FREI, Zürich	Madame A. SCHNORF, Lausanne
ALBERT STÄUBLE, Laufenburg	

Schweiz. Unpersönliche Mitglieder: keine.

B. Ausland. Persönliche Mitglieder:

PETER NORTON, La Havana, Cuba	KLAUS KÜPPER, Owerri, Nigeria
RENATO POZZI, Milano, Italia	HORST BÖGER, Schöfwar, Westdeutschl.
WALTER MEDWENITSCH, Wien, Österr.	FELICE JAFFE, Paramaribo, Holl.
LUC SAUGY, Dijon, France	Guyana
ALFREDO G. SEIGLIE, La Havana, Cuba	

Ausland. Unpersönliche Mitglieder:

Geologisch-Paläontologisches Institut, Heidelberg, Deutschland.	Gewerkschaft Elverath, Geolog. Bu- reau, München, Deutschland.
Princeton University, Princeton, N.Y.	

Austritte sind folgende zu verzeichnen:

ARTHUR K. MILLER, Iowa, USA.	JEAN LOUIS RUMEAU, Fribourg
MARGARET DELANY, Brazzaville, W.-Af.	ERNST GEIGER, Frauenfeld
JEAN SPOORENBERG, München, Dtschl.	THOMAS GRAEDEL, Klosters
LEONHARD WEBER, Fribourg	

Todesfälle:

KURT SCHMID, Bern
 KLAUS KÜPPER, Nigeria, Owerri Ni.
 W. S. ATKINS, Austin, Texas, USA.

Eintritte: 44, Austritte: 7, Verstorben: 3 Mitglieder.

Zusammenfassung:	A. Schweiz:	Persönliche Mitglieder:	294
		Unpersönliche Mitglieder	40
B. Ausland:	Persönliche Mitglieder	182	
	Unpersönliche Mitglieder	54	
Bestand am 21. September 1957			<u>570</u>

Versammlungen und Exkursionen

Die 72. ordentliche Generalversammlung der Gesellschaft wurde in Basel am 23. September 1956 im Rahmen der Jahresversammlung der S.N.G. abgehalten. Anschliessend an die Tagung wurde eine dreitägige Exkursion zusammen mit der Schweizerischen Mineralogisch-Petrographischen Gesellschaft in die Umrandung des Rheintalgrabens der Umgebung von Basel durchgeführt, über welche im Band 19, Nr. 2, 1957, der *Eclogae geologicae Helvetiae* Bericht abgelegt ist. Wir sprechen auch an dieser Stelle den Exkursionsleitern, Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT, Prof. Dr. ED. WENK, Dr. P. HERZOG für die Führungen auf schweizerischem und elsässischem Gebiet, sowie den Herren Prof. Dr. M. PFANNENSTIEL und Prof. Dr. E. TRÖGER, beide aus Freiburg i. Br., auf badischem Gebiet, den besten Dank aus.

Basel, September 1957.

Der Präsident: E. A. RITTER

Bericht des Redaktors

Die beiden Hefte des im Berichtsjahr erschienenen Bandes 49 der *Eclogae geologicae Helvetiae* umfassen 713 Seiten mit 187 Figuren und 25 Tabellen, ferner 29 Tafeln ausserhalb des Textes. Gegenüber dem Vorjahr ist der *Eclogae*-Band nochmals umfangreicher geworden, vor allem dank den zahlreichen Arbeiten, die Herrn Prof. Louis VONDERSCHMITT zu seinem sechzigsten Geburtstag von seinen engeren Fachkollegen, Freunden, Mitarbeitern und Schülern gewidmet wurden. Im Anschluss an eine kurze redaktionelle Notiz bilden diese Arbeiten, die sich mit verschiedensten Arbeitsgebieten schweizerischer Autoren befassen, die ersten 226 Seiten des Heftes Vol. 49/2. Die Einzelarbeiten des Heftes 1 und des ersten Teils des Heftes 2 betreffen Untersuchungen aus dem Jura, dem Mittelland und den Alpen, ferner paläontologische und petrographische Themen von allgemeinem Interesse. Dem Bericht über die letztjährige Tagung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Basel schliesst sich die Beschreibung der Exkursion an, die in den Basler Jura, den Vogesenrand, den Kaiserstuhl und den südwestlichen Schwarzwald führte. Vielseitigen Themen ist der Bericht der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft gewidmet; er wird durch eine über 100 Seiten starke Arbeit über die Rhynchonelliden der Unteren Kreide im westschweizerischen Jura-gebirge ergänzt, an deren Druckkosten auch unsere Gesellschaft beigetragen hat. Am Schluss des Bandes sind die neuen Statuten unserer Gesellschaft und die Preise unserer Veröffentlichungen zum Abdruck gelangt.

Entsprechend dem Inhalt sind auch die Druckkosten für den Band 49 angestiegen, und zwar auf die noch nie erreichte Höhe von über 48000 Franken. Zahlreiche Kostenbeiträge von insgesamt fast 25000 Franken vermindern die finanzielle Belastung unserer Gesellschaft auf ein Mass, das in Berücksichtigung des regen Verkaufs neuester *Eclogae*-Hefte durch unseren Verlag und der steigenden Mitgliederzahl unserer Gesellschaft gerade noch erträglich ist. Wesentliche Kostenbeiträge verdanken wir der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft, welche die Druckkosten für ihren Bericht wie üblich übernehmen konnte, ferner den Zuschüssen für den Druck der Dissertationen, die von den Autoren und verschiedenen Hochschulstiftungen stammen, und schliesslich der Schweizerischen Geologischen Kommission. Sämtlichen Donatoren sei im Namen der Gesellschaft der wärmste Dank ausgesprochen.

Basel, im September 1957.

Der Redaktor: W. NABHOLZ

Rechnungsbericht pro 1956 und Budget pro 1957

I. Betriebsrechnung per 31. Dezember 1956

A. Einnahmen

	Rechnung 1956	Budget 1957
	Fr.	Fr.
a) <i>Allgemeine Verwaltung</i>		
Mitgliederbeiträge	11 615.10	11 000.
Zinseneingänge	3 515.80	3 500.
Verkauf Eclogae	11 567.65	11 100.
Beitrag Geologische Kommission	500.—	500.
Aus Reservefonds	—,—	8 000.
Total Einnahmen aus allgemeiner Verwaltung	27 198.55	34 100.—
b) <i>Eclogae</i> :		
Beiträge aus Stiftungen, Inserate, Rechnungen des Redaktors		
Vol. 48/2	12 132.40	
Vol. 49/1	758.45	
Einbände	597.40	
Total Einnahmen Eclogae	13 488.25	
Total Einnahmen	40 686.80	

B. Ausgaben

a) <i>Allgemeine Verwaltung</i>		
Unkosten und Spesen	4 029.53	2 500.—
Beitrag an Paläontologische Gesellschaft	600.—	600.—
Einlage in Reservefonds ($\frac{1}{2}$ Verkauf Eclogae)	5 000.—	5 000.—
Total Ausgaben Allgemeine Verwaltung	9 629.53	8 100.—
b) <i>Druckkosten Eclogae</i>		
Vol. 48/2	21 158.10	
Vol. 49/1	13 246.55	
Vol. 49/2	1 158.95	14 000.—
Vol. 50/1	118.10	12 000.—
Total Ausgaben Eclogae	35 681.70	26 000.—
Total Ausgaben	45 311.23	34 100.—
Ausgabenüberschuss	4 624.43	

II. Reservefonds

Bestand am 1. Januar 1956	16 500.—
Einlage aus Verkauf Eclogae	5 000.—
Bestand am 31. Dezember 1956	21 500.—

III. Bilanz per 31. Dezember 1956

<i>Aktiven</i>	Fr.	<i>Passiven</i>	Fr.	Fr.
Postcheckkonto	7 935.61	Unantastbares Kapital		
Banken:		Fonds Tobler	60 000.—	
Wertschriften	114 000.—	Fonds Erb	10 000.—	
Depotkonto Bankges. . . .	4 851.45	Schenkungen	17 100.—	
Sparhefte	9 705.25	Lebensl. Mitglieder . . .	18 976.80	
				106 076.80
Kleine Kasse	126.61	Ausstehende Druckkosten		9 156.32
Debitoren	114.20	Reservefonds		21 500.—
	<u>136 733.12</u>			<u>136 733.12</u>

IV. Vermögensänderung

	Fr.
Bruttovermögen am 1. Januar 1956	120 960.—
Bruttovermögen am 31. Dezember 1956	127 576.80
Vermögenszunahme	<u>6 616.80</u>

V. Erstellungskosten der Eclogae, Volumen 48

	Band 48/1 250 Seiten 59 Textfiguren 5 Tabellen 12 Tafeln	Band 48/2 370 Seiten 90 Textfiguren 21 Tabellen 12 Tafeln
	Fr.	Fr.
Eigenkosten: Druckkosten zu Lasten SGG. . .	8 333,65	8 282.15
Beiträge	<u>7 014.—</u>	<u>12 422.40</u>
Total der Erstellungskosten	15 347.65	20 704.55
Spedition	<u>295.—</u>	<u>475.—</u>

Schaffhausen, Februar 1957.

Der Kassier: E. WITZIG

Revisorenbericht über das Rechnungsjahr 1956

Die Unterzeichneten haben die Jahresrechnung 1956 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geprüft und in allen Teilen in Ordnung befunden. Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen.

Die auf den 31. Dezember 1956 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Bank- und Postcheckausweise belegt. Die Ausscheidung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds ist in der Kartothek übersichtlich dargestellt.

Das Vermögen ist belegt durch Wertschriften im Betrage von Fr. 114000.—, Depositen-Konto der Schweizerischen Bankgesellschaft Fr. 4851.45 und Sparhefte von total Fr. 9705.25.

Der zusammenfassende Bericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die unterzeichneten Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1956 zu genehmigen und dem Herrn Kassier für die grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Schaffhausen, den 2. Februar 1957. Die Revisoren: R. MURAT, H. GRUNAU

B. 73. Ordentliche Generalversammlung

Sonntag, den 22. September 1957

Geschäftliche Sitzung, 8.15 h

Der Jahresbericht des Vorstandes für 1956/57 wird genehmigt, ebenso der Bericht des Redaktors.

Anschliessend an die Verlesung des letzteren regt Herr Dr. J. Kopp (Ebikon) an, die *Eclogae* vierteljährlich anstatt nur halbjährlich herauszugeben, da die Einzelbände beim jetzigen Modus oft zu sehr anschwellen und dadurch unhandlich werden.

In seiner Antwort macht der Redaktor darauf aufmerksam, dass bei vierteljährlichem Erscheinen die Verzögerung in der Herausgabe der einzelnen Hefte noch grösser würde, da die Druckereien mit Aufträgen überlastet sind. Es wird kaum möglich sein, mit dem Verlag zu einer Einigung über einen rascheren Druck der *Eclogae* zu gelangen, wenn es auch an und für sich wünschbar wäre, die Hefte in kürzeren Zeitabständen herauszugeben. Der Vorstand wird versuchen, die technische Durchführbarkeit einer Herausgabe von 3 oder 4 Nummern der *Eclogae* im Jahr abzuklären.

Alsdann wird die Jahresrechnung 1956 mit dem Bericht der Rechnungsrevisoren sowie das Budget für 1957 genehmigt.

Auf Vorschlag des Kassiers wird der Jahresbeitrag sowie der Beitrag für lebenslängliche Mitgliedschaft in seiner bisherigen Höhe festgesetzt.

An Stelle des aus dem Vorstand turnusgemäss ausscheidenden Prof. Dr. E. PARÉJAS wählt die Versammlung Dr. L. PUGIN (Fribourg) als neues Vorstandsmitglied.

Beide Rechnungsrevisoren müssen ersetzt werden, der eine statutengemäss und der andere wegen Abreise ins Ausland. An ihrer Stelle werden Dr. H. HEIERLI (Zürich) und Dr. J. P. PORTMANN (Neuchâtel) gewählt.

Der Sekretär: R. TRÜMPY

Wissenschaftliche Sitzung

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG

1. – RUDOLF TRÜMPY (Zürich): **Demonstration von Fossilien aus dem Verrucano des Glarner Freiberges.** Kein Manuskript eingegangen, siehe Bericht über die Jubiläumsexkursion der SGG., Dienstag, 24. September 1957, nachmittags, S. 516 in diesem Heft.

2. – FRANZ HOFMANN (Schaffhausen): **Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz**, Siehe die ausführliche Arbeit S. 289 in diesem Heft.

3. – FRANZ HOFMANN (Schaffhausen): **Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen** Mit 1 Figur und 2 Tabellen im Text.

Auf dem Tannenberg NW St. Gallen befinden sich schon seit langem bekannte Deckenschottervorkommen, die bis heute unterschiedslos als «ältere Deckenschotter» betrachtet wurden. Sie wurden von CH. FALKNER entdeckt, aber in erster Linie von GUTZWILLER (1900) gedeutet und beschrieben. R. FREI (1912) interpretierte sie als Schotter der zweiten Eiszeit, welche Deutung aber nicht durchdrang, da die Schotter immerhin über den höchsten Schichten der oberen Süsswassermolasse der Gegend von St. Gallen auf minimal 820 m Meereshöhe liegen.

Die sedimentpetrographische Bearbeitung der oberen Süsswassermolasse (OSM) der Ostschweiz (HOFMANN, 1957) ergab auch für die Schotter auf dem Tannenberg interessante Gesichtspunkte und ermöglichte eine neuartige Deutung ihrer Materialherkunft und ihrer gegenseitigen altersgemässen Stellung.

Geologische Situation

Auf dem Tannenberg finden sich drei voneinander getrennte Deckenschottervorkommen:

1. *Die Schotter von Grimm* (NW Tannenberggebiet): Dieser Deckenschotter ist in einer heute noch benützten Kiesgrube NE Grimm (Koord. 740600/257450) aufgeschlossen. Seine Basis liegt direkt auf gelben Molassemergeln auf K. 820 m. An Hand von Quellaustritten lässt sich dieser Schotter rund um den NW-Sporn des Tannenberges (Hohentannen) verfolgen.

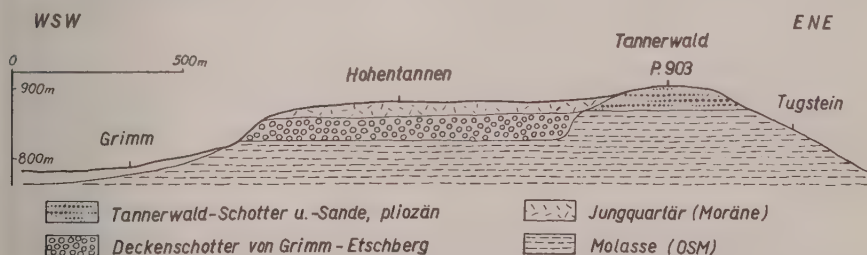


Fig. 1. Geologisches Profil durch das nördliche Tannenberg-Gebiet, NW St. Gallen.

2. *Die Schotter von Etschberg* (S Tannenberggebiet): Dieser Schotter ist in einer Kiesgrube wenig ESE des Burgstocks Etschberg (N Abtwil; Koord. 741730/255230) und am Burgstock selbst aufgeschlossen. Seine Basis liegt auf K. 825 m. Es handelt sich um den gleichen Schotterhorizont wie bei Grimm.

3. *Die Schotter und Sande vom Tannerwald* (N Tannenberggebiet): Dieses Vorkommen ist unmittelbar N P. 903 (Landeskarte der Schweiz) in einer Kiesgrube

aufgeschlossen, Koord. 711850.258050. Seine Basis liegt auf K. 870 m, also rund 50 m höher, als jene der Schotter von Grimm-Etschberg. Nicht nur durch die verschiedene Höhenlage, sondern auch materialmässig unterscheidet sich der Schotter vom Tannerwald grundsätzlich vom Deckenschotter von Grimm-Etschberg.

In Figur 1 ist die gegenseitige Lage der Schotter dargestellt. Sie wurden früher als gleichaltrig und gleichartig angesehen, ungeachtet der genannten Unterschiede. Obwohl dem Verfasser die material- und höhenmässigen Differenzen schon früher aufgefallen waren (HOFMANN, 1951), ergaben erst die aus der sedimentpetrographischen Bearbeitung der OSM gewonnenen Erkenntnisse eine konkrete Deutungsmöglichkeit.

Lithologie

Grimm-Etschberg. Diese Horizonte bestehen vorwiegend aus einer nicht besonders schön geschichteten noch sortierten Geröllmasse mit Komponenten von meist 2 bis 7 cm, vereinzelt bis 15 cm Durchmesser, die in einer sandig-lehmigen Grundmasse eingebettet sind. Sehr untergeordnet kommen tonarme Sandlagen bis zu maximal 10 cm Mächtigkeit vor. Stärker kalkig verfestigte Schotterpartien, die fast nur oberflächennah (am Steilhang) vorkommen, zeigen den typischen Charakter der «löchrigen Nagelfluh» mit «hohlen Geröllen», die oft als sehr schöne Kalzitdrusen ausgebildet sind. Der sehr gute Aufschluss von Grimm ist etwa 20 m hoch. Die gleiche Charakterisierung gilt auch für das Vorkommen von Etschberg.

Tannerwald. Dieses Vorkommen ist in einer Kiesgrube N P. 903 mit über 20 m aufgeschlossen und wesentlich differenzierter aufgebaut, als die massigen Schotter von Grimm-Etschberg. Von oben nach unten ergab sich folgendes Profil:

Sand, gelb, tonarm, oben Deltaschichtung gegen NW, Geröllschnüre und feinkiesig-konglomeratische Lagen	4 m
Geröllbank, bindemittelarm, Gerölle bis 20 cm Länge (Tab. I)	3 m
Sand, schwach tonig, unverfestigt (Nr. 104, Tab. II)	3 m
Geröllbank, verfestigt, scharfe Basis	1 m
Sand, gelb, schwach tonig, unverfestigt	2,5 m
Geröllbank	1,0 m
Feinsand, gelb, unverfestigt.	0,4 m
Sand, gelb, schwach tonig, unverfestigt	0,5 m
Geröllbank	0,1 m
Sand, gelb, schwach tonig, unverfestigt (Nr. 105, Tab. II)	0,8 m
Geröllbank	1 m
Aufschlusslos	7 m

Kalktuffhorizont am Weg, K. 870 m, Basis des Tannerwald-Schotter-Sand-Komplexes.

Obere Süsswassermolasse, gelbe Mergel und graue Sandsteine der Tannenbergschichten OSM, Bodenseeschüttung (HOFMANN, 1957). Die Molasseschichten lassen sich bis unmittelbar unter die Basis der Tannerwaldschichten nachweisen.

Löchrige Nagelfluh fehlt vollkommen, und sämtliche Geröllhorizonte zeigen gleichartige Komponenten (siehe Tabelle I).

Sedimentpetrographische Untersuchungen

Geröllstatistische Bestimmungen

Tabelle I zeigt je eine Zählung aus dem Deckenschotter von Grimm (Kiesgrube) und aus dem Tannerwaldschotter (Hauptgeröllbank). Der Schotter von Etschberg führt die gleichen Komponenten, wie jener von Grimm.

Tabelle I

	Grimm	Tannerwald
	%	‰
Granit	3	—
Porphyr	—	—
Gneis, Glimmerschiefer	1	—
Ophiolithe	2	—
Gangquarz	1	2
Ölquarzit	3	+
Silex	3	—
Radiolarit, rot	1	—
Buntsandstein, Typ. Triesenberg FL	1	—
Verrucano	+	—
Marmor	+	—
Dolomit	—	—
Kalke, nicht näher bestimmbar (helvet.-ostalp.)	28	8
Fleckenkalk	2	—
Mergelkalk, z. T. sandig (Grimm)	3	4
Sandkalk, hart, dunkel	3	—
Helvetische Malmkalke, schwarz	3	—
Kieselkalk (Hauterivien-Typ)	1	1
Zoogene Kreidekalke (Schrattenkalktyp)	17	—
Seewerkalk	9	—
Flyschkalk, gelb, z. T. kieselig	7	39
Flyschsandstein, gelb, z. T. glaukonitisch	2	19
Flyschsandstein, glimmerreich, Typ. Fähnern	—	23
Flyschmergelkalk	—	3
Fukoidenkalk	+	—
Kalkige Brekzien, Typ. Tristel	3	—
Alpine Konglomerate, Typ. Mocausa	3	—
Molasse-Sandstein	3	—
Molasse-Mergelkalk	+	—

Die von R. FREI (1912) angegebenen Geröllzählungen von Tannerwald und Grimm-Etschberg zeigen die aus Tabelle I hervorgehenden Unterschiede kaum, da sie viel zu wenig petrographisch differenziert sind.

Tabelle II

Nr.		Granat	Epidot	Staurolith	Disthen	Apatit	Zirkon	Rutil	Erz	Hornblende	Turmalin	Quarz	Quarzit	Feldspat	Gesteins- trümmer	Gehalt % Karbonat-
104	Tannerwald oben . .	36	5	4	—	+	25	14	23	—	2	68	16	6	10	29,6
105	Tannerwald Mitte . .	33	6	3	—	+	25	11	21	—	+	74	13	4	9	33,2
106	Grimm	31	38	1	—	7	7	1	12	+	2	41	4	15	40	27,4
107	Uetliberg	7	58	+	—	5	2	+	46	—	1	42	23	5	30	36,5

Der Karbonatanteil sämtlicher Proben in Tabelle II ist rein kalkig, nicht dolomitisch. Untersuchungsmethodik siehe bei HOFMANN, 1957.

Sanduntersuchungen

Tabelle II zeigt Daten von sedimentpetrographischen Untersuchungen an Sanden der Tannerwaldschichten (Profil S. 178) und an einer tonarmen Sandeinschüttung im Deckenschotter von Grimm. Zu Vergleichszwecken wurde auch eine Sandprobe aus dem Uetliberg-Deckenschotter (Zürich) untersucht.

Interpretation der geologischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen

Die dargestellten Untersuchungen ergeben folgendes Resultat: *Tannerwaldschichten*: Gerollbestand (fast nur Flyschkomponenten) und Sandcharakteristiken (Granat-Zirkon-Rutil-Erz-Schwermineralkombination, Quarzreichtum, rein kalkiger Karbonatgehalt) zeigen eine völlige materialmässige Übereinstimmung mit den unmittelbar darunterliegenden Komplexen der oberen Süsswassermolasse (HOFMANN, 1957): Die Tannerwaldschichten sind ein Produkt der *Bodenseeschüttung*, das heisst des vom Verfasser neu nachgewiesenen Schuttfächers östlich der Hörnlschüttung mit reinem Flyscheinzugsgebiet, dem auch das Material der ostschweizerischen mittelländischen OSM (E St. Gallen-Konstanz), des Sommersberges (subalpine OSM) und des Pfändergebietes entstammt. Gegenüber den liegenden Molasseschichten sind aber die Tannerwaldschotter und -Sande fast nicht diagenetisch verfestigt und sind auch das Produkt einer verstärkten Schüttungsintensität. Es handelt sich um rein fluvioterrestrische Ablagerungen. Als Auswirkung der Bodenseeschüttung mit Herkunftsgebiet im Vorarlberg, jenseits des sanktgallisch-vorarlbergischen Rheintals, konnten die Tannerwaldschichten nur vor der Entstehung des Rheintals und damit vor der pliozänen alpinen Faltungsphase entstanden sein. Zwischen dem Ende der Molassezeit und der Ablagerung der Schotter und Sande von Tannerwald muss ein erheblicher zeitlicher Unterschied bestehen. Andererseits konnten diese Schichten niemals das Produkt eines Rheingletschers sein. Mit andern Worten: es kann sich bei den Tannerwaldschichten nicht um eine diluviale, sondern nur um eine *pliozäne Ablagerung* handeln, nachdem schon die höchsten Schichten der OSM des Tannenberges mindestens bis ins höchste Miozän, vermutlich aber ins Altplozän hinaufreichen (HOFMANN, 1956). Die Tannerwaldschichten müssen damit eher etwas jünger sein, als die fossilbelegten, pontischen Höweneggschichten (Hegau) und die noch jüngeren Melilithbasalte jener Gegend (HOFMANN, 1956). Sie sind aber bestimmt älter als die südalpinen marinen Plozänablagerungen (Astien von Balerna, Tessin), die erst nach der pliozänen Hauptfaltung und Talbildung entstanden.

Schotter von Grimm-Etschberg: Gegenüber den Tannerwaldschichten zeigt die Untersuchung des Schotters von Grimm folgende Charakteristiken: viele helvetische Gerölle, ostalpine Gerölle vom Charakter jener der Hörnlschüttung der OSM, hoher Epidotgehalt, also keinerlei Verwandtschaft mit der Bodenseeschüttung. Die lithologische Ausbildung (schlechte Aufbereitung, kaum differenzierte Schichtung, lehmig-sandiges Bindemittel) deutet sehr stark auf *fluvioglaziale Entstehung* aus Moränenmaterial mit relativ kleiner Transportdistanz, wenn auch absolut sichere Beweise für diluviale Entstehung noch fehlen. Die Höhenlage gegenüber dem Vorkommen von Tannerwald zeigt, dass die Schotter von Grimm-Etschberg jünger sind und bereits einer fortgeschrittenen erosiven Phase angehören (Fig. 1). Die im

Schotter von Grimm enthaltenen Flyschkomponenten sind ohne Zweifel aus ehemals viel weiter verbreiteten Tannerwaldschichten aufgearbeitet worden. Der Geröllbestand des Schotters von Grimm stimmt im wesentlichen mit jenem anderer ost- und nordostschweizerischer Schotter überein (GEIGER, 1913). Die Dolomitfreiheit der Konglomerate und Sandeinschaltungen von Grimm und Uetliberg ist für ostschweizerische, diluviale Ablagerungen sehr typisch: er zeigt, dass das Einzugsgebiet vorherrschend *helvetisch*, jedenfalls dolomitarm war, was gegenüber den höchsten Hörnli-geröll (TANNER, 1941) der jüngsten OSM wiederum einen grundsätzlichen, markanten, sprunghaft eingetretenen Unterschied zeigt. Innerhin hatte die Zufuhr helvetischer Gerölle schon im Verlaufe der Entwicklung der Hörnlichüttung begonnen, die obersten und jüngsten Hörnlichichten zeigen aber immer noch wesentliche Anteile von Dolomitkomponenten (TANNER, 1944).

Rückschlüsse aus dem Untersuchungsergebnis

Das sicher *pliozäne* Alter der Tannerwaldschichten und der gleichzeitige Nachweis bedeutender Komplexe *subalpiner oberer Süsswassermolasse* (Sommersbergzone, HOFMANN, 1957) und deren Herkunft aus dem gleichen, östlich des sanktgallisch-vorarlbergischen Rheintales gelegenen Flyscheinzugsgebiet dokumentieren übereinstimmend eine kurze, relativ späte, sehr intensive alpine Faltungsphase von grosser Bedeutung für die alpine und molassische Tektonik im Pliozän. Sie zeigen aber auch, dass das Rheintal und der Bodensee erst mit (und nach) dieser wichtigen alpinen Faltungsphase entstanden.

Die Tannerwaldschichten müssen dem Beginn dieser alpinen Schlussfaltung entsprechen, angedeutet durch eine wesentlich intensivere Schüttung von bedeutenden Geröllschichten bis in die Gegend des Tannenberges und wohl auch darüber hinaus. Wenig später wurde offenbar diese Materialzufuhr aus SE brüsk abgestoppt.

Es darf mit Sicherheit angenommen werden, dass parallel mit der Ablagerung der Tannerwaldschotter auch aus dem Gebiet der Hörnlichüttung Material der beginnenden alpinen Pliozänfaltung ins Vorland verfrachtet wurde. Es wäre aber vom später gelieferten diluvialen Material nur sehr schwer zu unterscheiden. Nur die Tatsache, dass die pliozänen Tannerwaldschotter der *Bodenseeschüttung* angehören, haben deren sichere Datierung und den erstmaligen einwandfreien Nachweis einer Auswirkung der pliozänen alpinen Faltung in einer Ablagerung des Alpenvorlandes erlaubt.

Differenzierte sedimentpetrographische Untersuchungen an älteren schweizerischen Deckenschottern dürften für eine Klarstellung deren altersgemässer Stellung nicht aussichtslos sein. Jedenfalls sind die an den Schottern des Tannenberges gewonnenen Erkenntnisse für die Lösung des Problems der schweizerischen Deckenschotter von grundsätzlicher Bedeutung.

WICHTIGSTE LITERATUR

- FREI, R. (1912): *Monographie des schweizerischen Deckenschotters*. Beitr. geol. K. Schweiz [NF] 37.
 GEIGER, E. (1943): *Erläuterungen zu Blatt 16 (Pfyn-Märstetten-Frauenfeld-Bussnang) des geol. Atlas der Schweiz*.
 GUTZWILLER, A. (1900): *Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und von Bischofszell*. Eclogae geol. Helv. 4/4.

- HOEMANN, F. (1951): *Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (obere Süßwassermolasse) und zur Bodenseegeologie*. Jb. st. gall. naturw. Ges. 74.
 (1956): *Die obere Süßwassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau*. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 23/64.
 (1957): *Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz*. *Eclogae geol. Helv.* 50/2.
- JAYET, A. (1947): *Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la préhistoire et la paléontologie*. *Eclogae geol. Helv.* 40/2.
- LUDWIG, A. & FALKNER, CH. (1901/04): *Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen*. Jb. st. gall. naturw. Ges. 1901/02 u. 1903/04.
- RENZ, H. H. (1937): *Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse*. Jb. st. gall. naturw. Ges. 69.
- TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli*. Mitt. thurg. naturf. Ges. 33.

1. NICOLAS OULIANOFF, (Lausanne): **La zone du Carbonifère entre Isérables et Bramois (Vallée du Rhône)** Avec 1 figure dans le texte.

En 1943, j'ai fait à l'Assemblée de la Société géologique Suisse, une communication intitulée «Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine» (1944). Il y a la question, entre autres, de la zone du Carbonifère qui se laisse suivre en Suisse, du Col de Fenêtre jusqu'à Tourtemagne en passant par le Six Blanc, Verbier, Isérables, Nendaz, Chandoline, Bramois, Grône.

Dès lors, j'ai pu récolter encore de nombreuses nouvelles observations qui s'y rapportent. Mais entre-temps, ont paru deux très intéressantes thèses de doctorat, ayant pour sujets, la géologie de la région entre Nendaz et Bramois (VALLET 1950 et CALAME 1954). De ce fait, ma documentation concernant le Carbonifère de la dite région se complète davantage. Certaines affirmations de ces deux auteurs m'obligent de revenir au problème tectonique du Carbonifère que j'ai déjà examiné antérieurement.

Je dois rappeler ici en deux mots, en quoi consiste ce problème. Il s'agit de saisir les raisons de l'allure singulière de la zone du Carbonifère, telle que nous la voyons actuellement (voir fig. 1). En effet, entre le col de Fenêtre et la Pierre à Voir (Pierre Avoi de la carte nationale), la zone du Carbonifère est orientée au N10°E. Ensuite, sa direction change assez brusquement. Elle devient N50°E et même, à Tourtemagne, N70°E. Sur toute cette étendue, les formations triasiques accompagnent le Carbonifère. Le parallélisme des zones de ces deux formations prédispose à en tirer la conclusion affirmant la concordance parfaite entre elles et par conséquent, la continuité de la sédimentation du Carbonifère-Trias. Mais, en réalité, l'analyse de la carte géologique ne suffit pas pour soutenir cette conclusion. Il faut encore examiner attentivement les éléments de la structure tectonique, soit l'orientation des couches des formations en question. Ceci est d'autant plus important que la région qui nous intéresse est caractérisée par les effets produits par le phénomène que j'ai appelé: la superposition des tectoniques successives ayant les lignes directrices croisées. C'est encore en 1920 que j'ai attiré l'attention des tectoniciens sur ce phénomène. Ensuite je l'ai examiné en détail dans mes diverses publications (OULIANOFF 1924, 1931a, 1931b, 1937, 1944, 1947, 1949, 1953). Ce phénomène a eu la chance d'attirer aussi l'attention de C. E. WEGMANN (1947), qui a

contribué à démontrer le rôle important joué par cette superposition, pour les effets structuraux.

La superposition pure et simple des tectoniques se complique encore par le rajeunissement des anciennes tectoniques qui réagissaient plus ou moins vigoureusement sur la tectonique jeune. Les plis formés anciennement peuvent être ranimés sous la pression du nouveau mouvement orogénique. Alors la pénéplaine, dont la formation avait précédé à la nouvelle sédimentation, cherche, dans certains cas à reprendre l'aspect topographique accidenté avec les anticlinaux et synclinaux ravivés sous forme de crêtes et de vallées. Pendant ce plissement, le matériel rocheux, plus jeune, soumis pour la première fois à la pression orogénique, se réfugie dans les anciens synclinaux rajeunis. Si les lignes directrices des deux tectoniques successives sont croisés, alors le matériel jeune qui sera poussé dans la dépression de l'ancien synclinal rajeuni, formera un synclinal jeune (d'après le caractère stratigraphique du matériel) mais ayant une direction propre à la tectonique ancienne. - J'ai eu déjà l'occasion précédemment de décrire ce phénomène de rajeunissement de la tectonique antétriasique (OULIANOFF 1934a, 1937, 1949, 1953).

La région qui nous occupe en ce moment présente un des exemples de cette tectonique rajeunie, exemple saisissant par la grandeur du phénomène. C'est la zone du Val Ferret suisse prolongé par Orsières à Sembracher (consulter la carte fig. 1) qui trace la direction hercynienne déterminée par le bord oriental du massif du Mont-Blanc. Ce bord est taillé dans des schistes cristallins puissamment injectés par le microgranite, dont les filons proviennent de la masse granitique centrale de ce massif. L'orientation de ce bord du massif du Mont-Blanc (N10°E) est typiquement hercynienne. On la retrouve dans les zones à synclinaux carbonifères dans le massif des Aiguilles Rouges. Cet ancien synclinal hercynien qui longeait le bord oriental de la masse granitique du Mont-Blanc, a été rajeuni lors du plissement alpin. Le redressement du puissant massif du Mont-Blanc (zone anticlinal lors du plissement hercynien) avait empêché l'écoulement normal vers le NW des plis alpins. Et les roches du complexe jeune (à partir du Trias) ont trouvé refuge dans le long et large sillon du synclinal hercynien rajeuni.

Ainsi se sont formés, dans la zone du Val Ferret suisse, les plis alpins, par leur matériel, avec une orientation hercynienne, parce qu'ils sont logés dans le synclinal hercynien rajeuni. De cette superposition de deux complexes, différents par leurs âges et leur histoire tectonique, résulte une apparente concordance des formations du Carbonifère et du Trias, qui produit l'impression d'être stratigraphique.

Les cas, comme celui du Val Ferret suisse, attire toute l'attention de l'observateur, mais, pour la plupart, le tectonicien, profondément saisi par la grandeur du spectacle de la tectonique récente, ne prête que trop peu d'attention à l'histoire tectonique des roches qui servent de soubassement au matériel jeune. De l'histoire tectonique d'une région donnée, on ne lit ordinairement, que le dernier chapitre qui comprend la description des phénomènes les plus spectaculaires, les plus facilement lisibles. Il est fort instructif, sous ce rapport, d'examiner les cartes tectoniques qui accompagnent les levés géologiques exécutés dans les Alpes. Elles ne présentent que des éléments, des lignes directrices de la tectonique alpine, que l'on

voit puissamment exprimée dans le matériel alpin, soit dans les roches à partir du Trias, et qui n'ont été affectées que par une seule orogénèse. Par contre, ces cartes admettent tacitement que la structure du soubassement du matériel alpin est concordante aux axes des plis formés dans le matériel alpin. L'insuffisance des

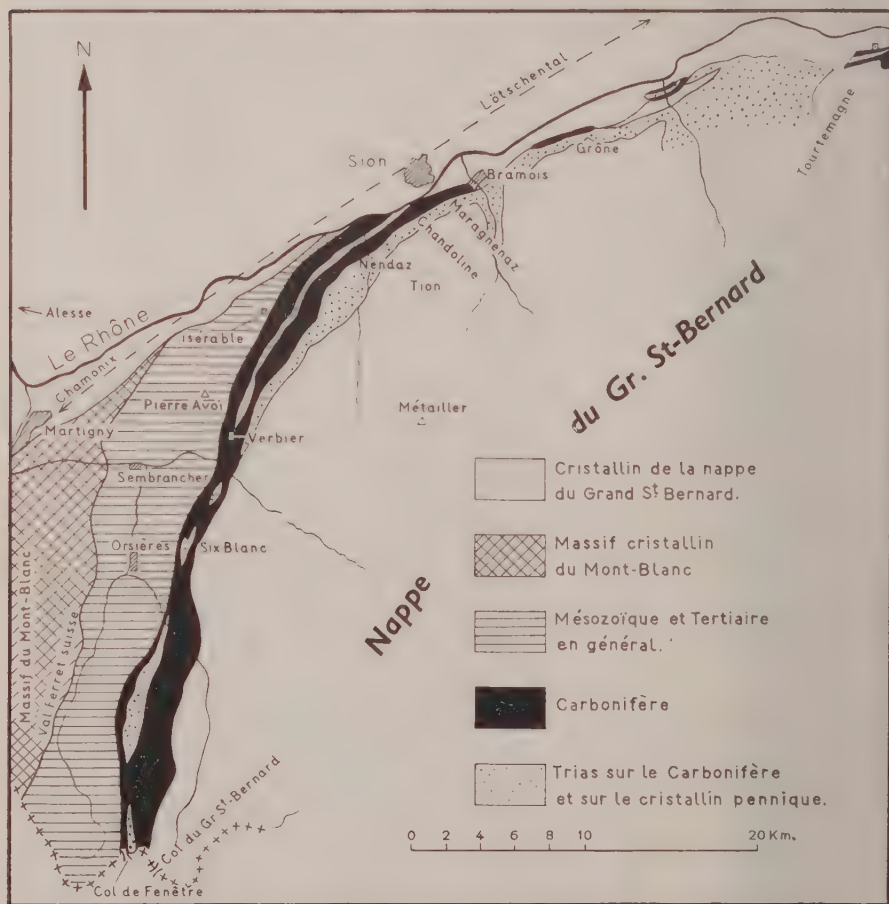


Fig. 1. Carte géologique schématisée 1:400000.

études consacrées au substratum du matériel alpin se voit déjà dans l'insuffisance des constatations relatives aux discordances. Nous reviendrons plus bas à cette question fondamentale.

Les difficultés concernant les structures sont encore souvent compliquées par des problèmes d'ordre stratigraphique. Dans la région qui nous intéresse en ce moment, trois groupes de terrain sont représentés. En partant de la vallée du Rhône et en remontant la pente suivant le profil qui passe approximativement par Tion

au-dessus de la Chandoline, nous aurons la succession suivante (sans entrer dans les détails d'alternance et de répétition): le Carbonifère, le Trias, les „Schistes de Casanna". Les roches du Carbonifère comprennent, lithologiquement, les conglomérats, les grès, les schistes argileux, les schistes ardoisiers. Les fossiles y sont rares, mais ceux que l'on a trouvés (GAGNEBIN et OULIANOFF 1942, et récemment W. J. JONGMANS — résultats de déterminations encore non publiés) permettent d'attribuer ces formations au Westphalien.¹⁾ Le complexe du Trias comprend les quartzites, les dolomies et les calcaires dolomitiques, le gypse, les argilites. Quoique dans la région Iséables-Bramois aucun fossile n'ait été, jusqu'à présent, trouvé dans ces formations, leur faciès est si caractéristique, de même que leur coexistence, qu'il est tout à fait admissible de définir la place de ces roches dans l'échelle stratigraphique, par la comparaison avec les régions mieux favorisées quant à la présence de fossiles. Le troisième groupe de roches est désigné globalement par le terme de «schistes de Casanna», terme critiquable à juste titre. Il est utilisé pour marquer un vaste complexe de roches pétrographiquement variables, mais qui ont un caractère commun: elles sont métamorphisées, recristallisées à divers degrés, tandis que les roches plus jeunes, appartenant aux complexes du Carbonifère et du Trias ne sont touchées par le métamorphisme qu'à peine et sporadiquement.

Ici surgit la question stratigraphique: quel âge doit être attribué aux «schistes de Casanna»? - A diverses occasions, j'avais exprimé l'opinion que les schistes cristallins formant le soubassement du Carbonifère sont très anciens. Récemment encore (OULIANOFF 1955), à la suite d'une analyse que je ne reproduis pas ici, je suis arrivé à la conclusion que «les schistes albito-chloriteux épidotiques et calcaïques de la zone du massif du Métailler (9 à 10 km. au Sud de la Vallée du Rhône sur le profil passant par Sion) doivent être placés, dans l'échelle stratigraphique, sensiblement plus bas que le Carbonifère». R. STAUB (en 1948) met en évidence le parallélisme entre les roches du bouclier baltique et les «schistes de Casanna» et admet que ces derniers doivent avoir l'âge jotnien ou jatulien. Peut-être cette précision n'est pas suffisamment argumentée, mais de toute façon, pour R. STAUB, comme pour H. CORNELIUS (1935) les «schistes de Casanna» sont des formations très anciennes. De même, pour G. DAL PIAZ (1939, 1942), tout le cristallin pennique est certainement précarbonifère et même plutôt prépaléozoïque. Tous les auteurs cités tiennent compte de l'état métamorphique, de la recristallisation des «schistes de Casanna».

L'opinion contraire attribuée aux «schistes de Casanna» un âge beaucoup plus jeune. En suivant les suggestions d'E. ARGAND (1906), C. E. WEGMANN (1923) a divisé les «schistes de Casanna» en deux groupes: schistes inférieurs et schistes supérieurs. Les premiers seraient en partie du Carbonifère en partie de l'anté-Carbonifère, tandis que les secondes comprennent des formations qui vont du Carbonifère jusqu'à la base du Trias.

¹⁾ W. J. JONGMANS, dans sa lettre du 18 décembre 1956 adressée à N. OULIANOFF, écrit:

De l'examen de la flore de Grône résulte, «qu'elle est encore reliée au Westphalien D, mais la présence de *Callipteridium*, *Odontopteris* et plusieurs espèces de *Pecopteris* nous informe, qu'elle doit être rangée dans le Stéphanien inférieur. C'est aussi le cas pour toutes les localités suisses, que j'ai étudiées (à l'exception de Manno, où la flore peut être plus ancienne, mais la plupart des échantillons est tellement mal conservée et fragmentaire qu'une décision est impossible)».

Le malheur est que souvent, dans la littérature géologique, *les suppositions* exprimées avec *toutes les réserves* par un auteur, deviennent catégoriques, dépouillées des réserves, étant adoptées par les géologues de la génération plus jeune.

Les définitions du Permo-Carbonifère et les attributions des roches à ce niveau stratigraphique chez C. E. WEGMANN (1923) et chez J. M. VALLET (1950) et J. J. CALAME (1954) présentent un exemple de la pensée prudente d'une part et des spéculations hardies de l'autre. Il est curieux de constater la même différence en comparant les textes des publications séparées seulement par quatre années. VALLET (1950) en parlant des arkoses de Tion (anciens « orthogneiss de Tion ») s'exprime avec une prudence tout à fait justifiée: « La position stratigraphique de ces arkoses n'est pas nettement définie ». Par contre, on lit chez J. J. CALAME (1954): « Nous avons en outre rattaché au Permo-Carbonifère le faciès des arkoses de Tion ». Tout simplement et sans aucun argument plausible. Mais J. M. VALLET s'exprime aussi parfois d'une manière très catégorique: « Nous pensons que les « schistes de Casanne » sont en grande partie permo-carbonifères, et bien que leur base, mal définie, puisse être très ancienne ». (VALLET 1950, p. 336). La fin de la phrase représente une concession aux considérations de R. STAUB (1948). Mais les arguments pour étayer l'affirmation catégorique du début de la phrase manquent totalement.

Toute cette stratigraphie basée sur les arguments tels que « nous pensons... » ou « nous croyons... » ne vaut rien pour avancer notre science géologique. Les affirmations de cette nature sont même nettement nuisibles, quand on pense aux auteurs qui en tiennent compte pour leurs synthèses ou pour composer les manuels.

Le Carbonifère indiscutable de la rive gauche du Rhône, celui de la zone de Ferret-Chandoline – Grône est pauvre en fossiles. Cependant, ainsi qu'il est déjà dit plus haut, on a eu la chance de trouver, parmi les débris de plantes, quelques échantillons suffisamment bien conservés. L'étude de ces échantillons (GAGNEBIN et OULIANOFF 1942, W. J. JONGMANS 1950 et sa communication manuscrite de 1956) amène à la conclusion que les roches du Carbonifère de la zone Ferret-Grône et de celle, beaucoup plus riche en fossiles, du Châtelard – Alesse dans le massif des Aiguilles Rouges, que les roches de ces deux régions sont du même âge, du Westphalien supérieur. Les conditions de leur sédimentation ont été aussi identiques. En effet, on voit que les deux complexes sont formés de schistes argileux, de schistes ardoisiers, de schistes gréseux, de grès, de conglomérats. On n'y trouve aucune formation carbonatée. Tout fait admettre, avec les auteurs du siècle passé, que de tels complexes ne pouvaient se former que dans les bassins relativement petits (chapelets de lacs) entourés de montagnes peu élevées. L'histoire lithologique de ces sédiments a été identique dans les deux régions: Ferret-Grône et Châtelard-Alesse.

Les sédiments carbonifères ont été plus ou moins consolidés, cimentés, principalement par la silice. Les nouvelles formations minéralogiques se limitent presque exclusivement par l'apparition de paillettes de mica ou de chlorite. Mais cette participation est assez réduite. Pour la plupart elle ne change pas la couleur allant du gris clair au gris très foncé ou même au noir. Tel est l'aspect caractéristique, dans les deux régions en question, des complexes du Carbonifère défini, stratigraphiquement, comme tel grâce à la présence des fossiles. Inutile de l'appeler « le Carbonifère productif », car les couches charbonneuses n'occupent qu'un volume minime dans l'ensemble de ce complexe. Et, d'autre part, on ne peut pas considérer la présence du charbon comme un argument stratigraphique.

Vu l'absence totale de fossiles dans le complexe de roches que l'on désigne globalement comme « schistes de Casanna » on ne voit aucune raison plausible d'y introduire des subdivisions stratigraphiques.

Il est hautement désirable qu'il disparaisse de la littérature géologique l'emploi des arguments comme celui de la présence de la pigmentation par la matière charbonneuse ou graphiteuse de la roche donnée, pour la classer dans le Carbonifère. La matière charbonneuse ne représente nullement l'apanage des formations du Carbonifère seul. Par ailleurs, L. DÉVERIN (1942) a montré qu'il existe une autre tendance déplorable de classer par leur aspect, par leur couleur, dans le Carbonifère les roches noires cassantes lustrées qui ne sont, en réalité, que des mylonites provenant de roches variées et hétérogènes.

Nous arrivons ici à l'essentiel du problème qui nous occupe. Existe-t-elle ou non la discordance entre le Carbonifère et le Trias dans les Alpes penniques ?

G. DAL PIAZ (1939, 1942) a établi, à la base d'une analyse des conditions du terrain, que partout, dans les Alpes penniques existe une discordance entre la base des roches mésozoïques et le soubassement hercynien. La même opinion est exprimée par R. STAUB (1948). Dans ma note (OULIANOFF 1944) j'ai présenté les résultats de nombreuses mesures effectuées dans la région Iséraables-Bramois, qui confirment l'existence d'une discordance entre les plis dans le Carbonifère (plis hercyniens) et l'orientation des couches du Trias (plis alpins).

Le travail de J. M. VALLET intéressant par certaines descriptions pétrographiques, l'est aussi par diverses remarques critiques. Il écarte, entre autres, d'un seul coup, ma conception des tectoniques superposés et croisées: « Nous n'avons jamais trouvé une direction stratigraphique NNE correspondant à celle que N. OULIANOFF croit avoir observée » (VALLET 1950). On verra par la suite que J. M. VALLET n'a pas cherché avec la patience qui s'impose dans ces cas.

N'oublions pas que tous les phénomènes qui se jouent dans la croûte terrestre peuvent être classés dans deux groupes: les uns augmentent l'hétérogénéité de l'ensemble des formations; les autres, au contraire, ont une tendance à homogénéiser le matériel et la géométrie. A la première catégorie appartiennent les phénomènes de l'érosion et de la sédimentation. Le métamorphisme appartient nettement à la seconde catégorie.

De même la transgression sur une pénéplaine taillée dans les roches qui ont été antérieurement plissées, accentue le caractère hétérogène, souligné par les discordances stratigraphiques. Par contre, la nouvelle période orogénique est accompagnée par un grand développement de la schistosité secondaire dans les roches. Appliqué aux plans de discordance cet effort se traduit par l'apparition, dans le soubassement, de la schistosité parallèle aux couches des roches jeunes. Ce phénomène est particulièrement manifeste dans les cas où le soubassement est taillé dans des formations relativement tendres, (c'est le cas pour notre Carbonifère, où les schistes argileux, ardoisiers ou gréseux, représentent les termes dominants de l'ensemble) tandis que les roches plus jeunes sont plus compactes, dures (c'est le cas pour notre Trias, composé de quartzites, à sa base). On objecte, pour infirmer les cas observés de la discordance, que cette dernière serait secondaire, qu'elle résulterait de l'effort tectonique qui froisse les couches tendres. Supposons-le. Mais ce ne pourrait se produire que dans quelques cas tout à fait accidentels. En effet, un tel phénomène serait en contradiction flagrante avec la cinématique des couches en mouvement: dans les roches tendres froissées par la pression des roches dures le plissement aurait une orientation en parallélisme avec les axes des plis jeunes et non pas celle qui formerait une discordance angulaire de l'ordre de 25-35°.

Certes, la constatation des discordances n'est pas toujours aisée dans les conditions du terrain carbonifère entre Isérables et Bramois. Les pentes y sont abondamment recouvertes de dépôts morainiques. En dehors de cela, il faut être très attentif aux glissements des couches sur les pentes et au phénomène de «Hackenwerfen».

Souvent, il faut lire la stratification primitive à travers la schistosité si cette dernière n'a pas oblitéré entièrement la première. Pour cela on est obligé de veiller particulièrement sur l'orientation des structures lithologiques. Dans les cas comme celui qui nous occupe ici, la méthode statistique s'impose avec évidence. Les résultats que j'ai communiqués dans ma note de 1911, se confirment toujours davantage par les nouvelles observations effectuées sur le terrain pendant ces dernières années. En moyenne, l'orientation des strates du Carbonifère oscille, dans le profil passant par la Chandoline, autour de N 25° E et N 30° E.

Nous avons vu plus haut que mes observations concernant la direction stratigraphique dans le Carbonifère de la région de Chandoline sont totalement démenties par J. M. VALLET (1950). Et il arrive à une conclusion générale au sujet de la discordance entre le Carbonifère et le Trias: «Nous croyons plutôt avec E. ARGAND (1906) et M. GIGNOUX (1943) qu'il n'existe pas une discordance visible actuellement.» Il s'agirait donc en ce qui me concerne, d'erreurs personnelles. Dans le cas d'une telle contradiction il faudrait recourir à une répétition des mesures sur le terrain en confiant cette opération à de nouveaux observateurs. Heureusement, ce travail de contrôle a été déjà réalisé. J'entends ici les recherches géologiques effectuées dans la région qui nous intéresse, pendant la guerre 1939-1945 dans le but d'aider à l'exploitation du charbon. Une vaste documentation concernant ces recherches est conservée par la Commission géotechnique suisse. Leurs auteurs, MM. AUG. LOMBARD, A. FALCONNIER, W. NABHOLZ, H. GINDRAT, P. BUTTICAZ et ANDRÉ LOMBARD, ont examiné en détail les mines de charbon de cette région et prospecté le terrain qui s'y rattache. Ainsi, nous possédons des observations souterraines et celles de la surface topographique. Les observations faites dans les mines sont particulièrement précieuses, car le terrain y est plus ou moins à l'abri de l'influence des déplacements secondaires des couches situées à la surface.

Cette documentation est tellement vaste et détaillée qu'elle dépasse de loin, par son importance, les résultats des recherches antérieures (L. WEHRLI 1925, P. CHRIST 1925). Il est évident que je ne présenterai ici que quelques constatations puisées dans ce recueil d'observations. Et pour commencer, voici une des conclusions des recherches dans les mines de la Chandoline (A. FALCONNIER et AUG. LOMBARD - Rapport final 1946): «Le contact du Carbonifère et du Trias est toujours discordant» Faut-il «croire» que cette discordance est partout tectonique et que primitivement les deux formations se trouvaient en concordance stratigraphique?

Les mêmes explorateurs disent aussi, que «les prévisions tectoniques à partir de la surface du terrain sont très aléatoires quelles que soient l'exactitude des mesures et leur densité.» Cette observation est extrêmement intéressante, car elle exprime à quel point le Carbonifère a été malmené étant pétri entre les plis du Trias dont les roches sont, en grande partie, plus dures, plus résistantes, que celles du complexe du Carbonifère.

A. FALCONNIER et AUG. LOMBARD arrivent encore à la conclusion que «la multiplication et le morcellement des filons sont un effet direct de l'orogénèse alpine.» C'est très exact, mais ce n'est pas complet. Si l'on suppose la concordance stratigraphique entre le Carbonifère et le Trias, l'orogénèse alpine ne pourrait que produire un écrasement des filons dans les plis communs, à orientation commune alpine. — Or ce n'est pas le cas, comme le confirment aussi les observations à l'air libre. A. FALCONNIER et AUG. LOMBARD constatent que «la coupe de la vallée transversale de la Printze confirme l'extrême irrégularité, voir l'explicable complexité d'éléments carbonifères qui s'interpénètrent par le jeu discordant des failles et des replis.» (Rap. final, 1946). Il est évident que cette complexité restera toujours inexplicable, si l'on continue à «croire» qu'il n'y avait pas de discordance.

Pour que se produise «la multiplication» et «le morcellement» il faut que l'orientation initiale des filons fasse un angle net avec l'axe des plis alpins. Et comme contraste à cet état du Carbonifère, on voit les couches dolomitiques du Trias marquer l'orientation de N50 60° E environ qui est en même temps l'orientation générale de l'axe de la vallée du Rhône dans cette région.

Relevons maintenant quelques observations concernant l'orientation des couches du Carbonifère. Je ne prendrai que quelques exemples typiques et n'indiquerai que la direction des couches, qui nous intéresse en particulier.

1. Isérables (ANDRÉ LOMBARD)

- a) Dans la mine de Moulin (1942): N27E, N8W, N21W, N19E, NS, N25E, N23E.
- b) A la surface, dans la région de la mine de Moulin (1943):
N6W, N10W, NS, NS, N40E, NS, N8E, N5E, NS, N5E, N5W, N10E, NS.

2. Région de Haute Nendaz (ANDRÉ LOMBARD, 1943). Le Mauvais Four (Observation à la surface): NS, N14E, NS, N45E, NS.

3. Région de la Chandoline (A. FALCONNIER, et AUG. LOMBARD, 1942):

- a) Près des entrées dans les mines de la Chandoline la plupart des mesures de direction, varie autour de N45E. Mais dans les parties profondes, distantes de 300-350 m. en ligne droite de la vallée du Rhône, les mesures de la direction des couches du Carbonifère enregistrent en abondance les résultats suivants: N15E, NS, N10W, N70W.
- b) Observations à la surface. En allant du plateau de Baar dans la direction de la mine de la Chandoline on enregistre, entre autres, les mesures de direction suivantes: N10E, N5W, N25W, N20E, NS, N35E.
- c) Très caractéristiques sont sur le plan d'exploitation (état des travaux à la fin de 1944. A. FALCONNIER et AUG. LOMBARD) les orientations, prises en moyenne, des surfaces en exploitation des filons de Transvaal (et Berne) et de Liège (et Mayens).

Il faut tenir compte du fait que les mineurs travaillaient sans un plan général établi d'avance. Le réseau de leurs galeries de recherche montre qu'ils les ont creusés étant guidés par l'intuition. Ainsi le plan global représente approximativement la forme des gisements et permet de lire, d'après l'axe de son allongement, l'orientation moyenne du filon de charbon.

Les excavations du premier s'alignent en moyenne du N 30-35° E (partie orientale) et N 5° E (partie occidentale). Les excavations du second s'alignent en moyenne au N 32-35° E.

Plus à l'Est ont été creusées les galeries de recherche de Champsec et de Maragnénaz.

4. Champsec (P. Butticaz 1944): La direction moyenne des couches du Carbonifère est N 35° W.

5. Maragnénaz (W. Nabbholz, 1943): A 150-200 m de l'entrée, les couches, dans la galerie, ont une orientation approximative de N 15° W. Les couches dans la galerie ont, à 78 m de l'entrée, N 76° E pour l'orientation, à 100 m-N 60° E, ensuite N 47° W et à 150-200 m N 15° W approximativement. H. Gendrat (1943) a enregistré dans la galerie de Maragnénaz, sur une longueur de 300 m environ les directions suivantes (en partant du point situé à 80 m de l'entrée) : N 38° E, N 59° W, N 69° W, N 37° W, N 26° W, N 77° W.

6. Bramois (H. Gendrat et P. Butticaz 1944): Il est caractéristique que dans la galerie dite Verte, qui à partir du puits principal à Bramois, longe, au niveau de 500 m la route Bramois-Sion, tout en étant située à 60 m de cette route, les couches du Carbonifère accusent souvent la direction NEE avec le plongement de 10° à 20° au Nord. (L'influence des glissements superficiels des couches est ici manifeste). Mais à 100-200 m du puits, où la mine s'éloigne du bord de la pente, les couches montrent les orientations NS et N 10° W.

Il est inutile d'allonger ce défilé des azimites.

Les exemples donnés suffisent déjà amplement pour en tirer les conclusions qui s'imposent et qui tiennent compte des exigences de la méthode statistique. On voit nettement que les mesures sur la surface sont délicates à faire par suite de l'intervention des mouvements superficiels récents des couches. On sent cette influence encore dans les mines aux endroits situés trop près de la surface. Par contre, dans les parties des mines éloignées de la surface, l'orientation approximativement parallèle à la vallée du Rhône et — de même — aux axes des plis dans le Trias, cède de plus en plus la place aux orientations qui oscillent autour de la direction NS. Cette dernière orientation exprime, très approximativement, la position initiale (lors de la sédimentation du Trias) des plis dans le Carbonifère.

Après le puissant facteur, dont nous avons parlé plus haut qui est celui du rajeunissement de la tectonique hercynienne pendant l'orogénèse alpine (Val Ferret suisse), nous sommes, dans la vallée du Rhône, en présence d'un second facteur qui, dans un autre sens, a été non moins décisif lors de l'édification des Alpes. J'entends ici la grande zone de Chamonix, qui s'étend du Loetschental au Col de la Seigne et qui est formée d'un paquet de failles alpines (OCLANOFF, 1944). Contre cette zone se sont écrasés les plis frontaux de la nappe du Grand St-Bernard. Le soubassement hercynien avec ses plis carbonifères a été pétri entre les plis du Trias, tout en étant victime du croisement des lignes directrices de deux tectoniques superposées: hercynienne et alpine.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND, E. (1906): *L'exploration géologique des Alpes penniques centrales* Bull. Labor. Géol. Minér. de l'Univ. de Lausanne, 14.
- CALAME, J. J. (1954): *Etude géologique de la région de Nendaz (Valais)*. Genève.
- CHRIST, P. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen, 11 Teil*. Beitr. zur Geol. der Schweiz. (Geotechn. S.) 11.
- CORNELIUS H. (1935): *Geologie der Err-Julier Gruppe*. Beitr. geol. Karte der Schweiz (N. F.) 70, I.
- DAL PIAZ, GIAMBATTISTA (1939): *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. Boll. Soc. geol. ital., 53, pp. 105-151.
- (1945): *La genesi delle Alpi*. Atti Istit. Veneto di Sci. Let. ed Arti. 104, 2. Venezia.
- DÉVERIN, L. (1942): *Roches broyées de la région du Simplon*. Actes Soc. Helv. Sci. nat., p. 113.
- GAGNEBIN, E., & OULIANOFF, N. (1942): *Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais*. Eclogae geol. Helv. 35, p. 109.
- OULIANOFF, N. (1924): *Le massif de l'Arpille et ses abords*. Mat. carte géol. Suisse. (N.S.) 84.
- (1934a): *Quelques observations sur la tectonique de la région du Col Ferret*. Eclogae geol. Helv. 27, p. 31.
- (1934b): *Massifs hercyniens du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges* «Guide géol. Suisse» Fasc. II, pp. 121-128.
- (1937): *Superposition des tectoniques successives*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 59. Lausanne.
- (1944): *Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine*. Eclogae geol. Helv., 37, p. 31.
- (1947): *Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 janvier 1946*. Bull. Soc. géol. France, 17, pp. 39-54.
- (1953): *Superposition successive des chaînes de montagnes*. «Scienza» 47me année, 5 pp.
- (1955): *Note concernant l'origine et le métamorphisme des «schistes de Cusanna» (Massif du Métailler dans le Val de Nendaz en Valais)*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 66 et Bull. Lab. Géol., Minér., Géophys. et Musée géol., 113, Lausanne.
- STAUB, R. (1948): *Aktuelle Fragen im Alpinen Grundgebirge*. Schweiz. miner.-petrogr. Mitt., 28, p. 422.
- VALLET J. M. (1950): *Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Héremence (Valais)*. Bull. Suisse Minér. et Pétrogr., 30, p. 322.
- WEGMANN, C. E. (1923): *Zur Geologie der St. Bernarddecke im Val d'Hérens (Wallis)*. Neuchâtel.
- (1947): *Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée*. C. R. Soc. géol. de Finlande, 20.
- WEHRLI, L. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen, 1. Teil*. Beitr. Geol. Schweiz. (Geotechn. S.) 11.

Carte à consulter:

Carte géologique générale de la Suisse 1:200.000, Feuille 6: Sion. Publiée par la Commission Géologique Suisse, 1942.

5. — EUGÈNE WEGMANN (Neuchâtel) et JEAN-PAUL SCHAER (Neuchâtel): **Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura**. Avec 3 figures dans le texte.

Pour pouvoir comprendre la formation des chaînes de montagnes, plus particulièrement celle du Jura, il importe de connaître aussi bien la géométrie spatiale des plis que l'histoire des mouvements. Or, jusqu'à ces dernières années, les études géologiques ont contribué à préciser d'une façon heureuse, par l'établissement de cartes, de profils, de blocs-diagrammes, la géométrie des plis qui nous donnent l'aspect statique actuel. De son côté, l'embryotectonique basée sur des recherches stratigraphiques de détail a permis de reconstituer une partie de l'histoire de la formation des plis. Par contre, il y a bien peu d'études consacrées aux mouvements, aux traces de mouvements qui sont un peu partout visibles dans les affleurements.

Dans le Jura, les traces de mouvements les plus fréquentes et les mieux visibles sont incontestablement les stries de glissement. Elles apparaissent aussi bien sur les plans de couches que sur les plans de diaclases et de failles (WEGMANN 1953, 1956, SCHAER 1956, NABHOLZ 1956).

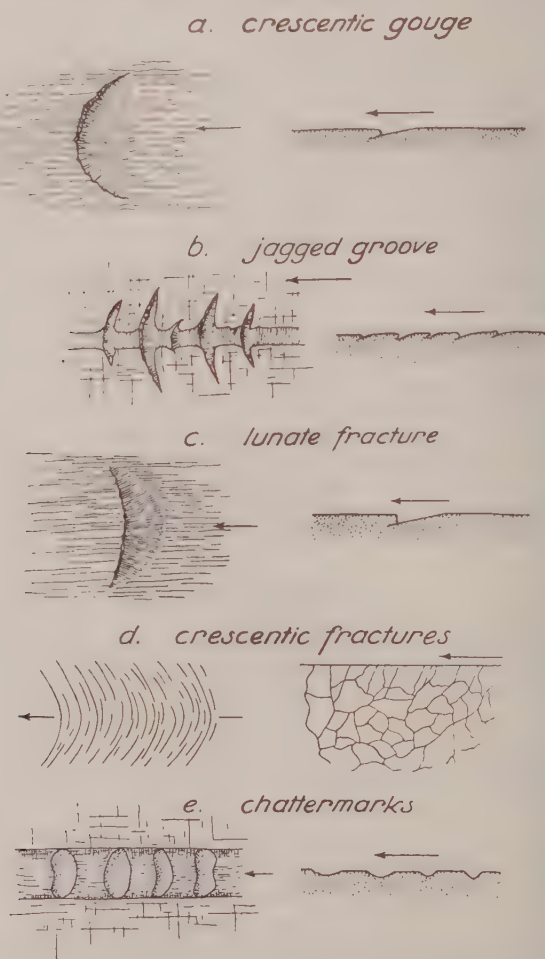


Fig. 1. a) coup de gouge en forme de croissant; b) sillon avec coup de gouge; c) fracture en forme de lune; d) fractures en forme de croissants; e) «chattermarks» (sillon vibré). Les figures de gauche représentent le plan horizontal, celles de droite le plan vertical. La direction du mouvement de la glace est indiquée par les flèches. D'après HARRIS 1943, p. 245 et 248, repris dans OKKO 1950, p. 46

Depuis plusieurs années, nous avons pu observer un peu partout dans le Jura, des traces de glissement semblables aux traces de friction en forme de croissants provoquées par les mouvements des glaciers sur leur fond rocheux.

En Scandinavie et en Amérique du Nord, des observations anciennes ont montré la relation existant entre les mouvements de la glace et ces formes spéciales d'usure (HOLMSTRÖM 1867, 1904, CHAMBERLIN 1885, BØGGILD 1889, GILBERT 1906, RECK 1911). Des études plus approfondies entreprises en Suède par LJUNGNER (1930), reprises aux U.S.A. par HARRIS (1943), ont contribué à une classification plus précise qui se trouve également adoptée en Finlande (OKKO 1950).

Les différentes traces de mouvements observées sont présentées dans la figure 1 reprise du travail de HARRIS (1943). Nous avons pu observer que les glaciers alpins avaient également laissé des traces semblables (visibles essentiellement sur les versants tels que ceux du Grimsel, du Val Moiry, d'Evolène, de Zermatt, etc.). Pour le moment, elles n'ont pas fait l'objet d'études spéciales.

Dans les assises sédimentaires du Jura, des traces de friction de forme semblable apparaissent à la surface des couches calcaires. Pour le moment, nos observations mettent en évidence des traces de mouvement qui se rapprochent de la figure 1b («crescentic fractures» HARRIS, «Parallellrisse» LJUNGNER, «arc cracks» CHAMBERLIN). Nous avons pu observer que ces cassures dessinent sur le plan de stratification des figures en forme de croissant. Comme elles existent en dehors de la zone d'extension des dernières glaciations et qu'elles apparaissent également à l'intérieur d'assises calcaires, nous avons dû rechercher les causes de leur formation dans les actions de la cinématique des plis.

Ces figures se rencontrent surtout sur des couches calcaires dont la surface n'est pas un plan parfait. Leur naissance paraît être en rapport avec les irrégularités des deux surfaces de friction qui peuvent provoquer en certains points des pressions très fortes. Les lunules tectoniques présentent une orientation marquée qui se trouve être la même dans des affleurements peu éloignés l'un de l'autre. On trouve dans les couches voisines de celles où elles sont observées des stries de glissement ayant une orientation sensiblement parallèle à la flèche du croissant de la lunule. Pour le moment, nous n'avons jamais observé sur un même plan de stratification des stries et des lunules de même orientation. Nous pensons que cela provient du fait que les lunules demandent pour apparaître à l'affleurement d'une façon frappante, une altération prolongée. Au contraire, les stries s'observent sur des surfaces relativement fraîches.

Dans une classification sommaire, on peut admettre que les stries tectoniques se rattachent à deux actions différentes (Fig. 3):

- A. celles dues aux failles et aux décrochements
- B. celles dues aux effets de plissement.

Celles du type A se rencontrent principalement sur les plans de failles et de diaclases. Par leur étude, on arrive rapidement à saisir la direction et le sens des déplacements (SCHAEER 1956). Leur étude est particulièrement utile lorsqu'on manque de repères stratigraphiques précis.

Les stries du type B apparaissent sur les diaclases et sur les plans de couche; c'est à ce groupe que sont associées les lunules tectoniques. Dans les études que nous avons entreprises dans le Jura, nous avons dû constater que ces stries suggèrent souvent des mouvements précurseurs des plissements avec des déplacements parallèles aux axes des plis actuels (WEGMANN 1956). D'autre part, les déplacements de couche à couche provoqués lors du plissement principal se font souvent dans un

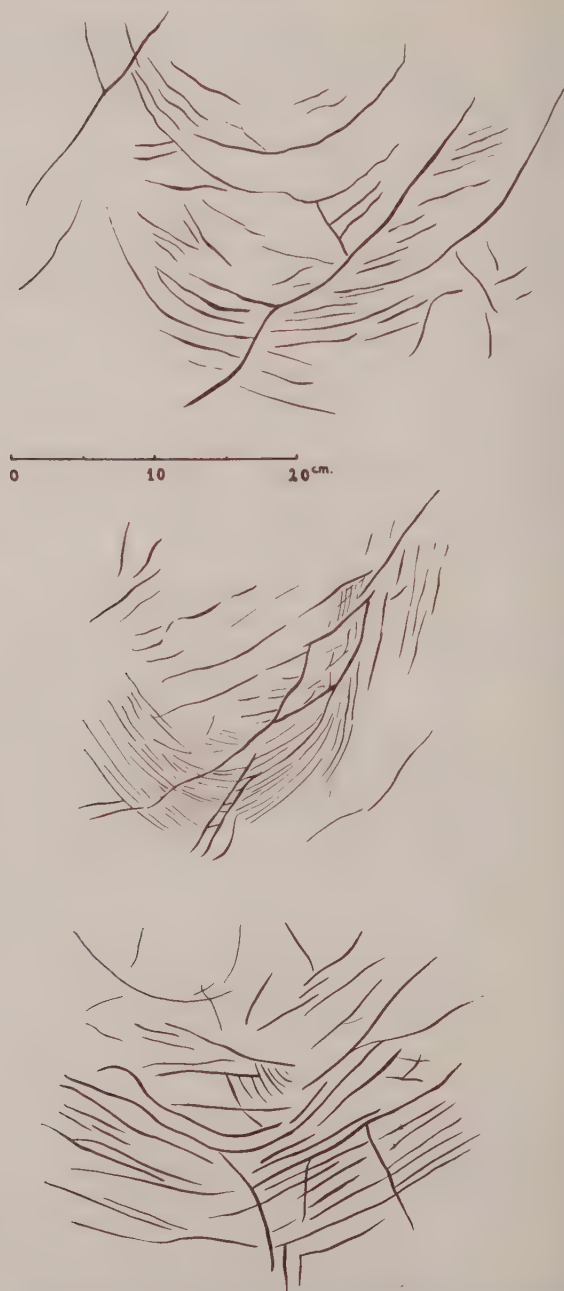


Fig. 2. Trois types de lunules tectoniques observées dans les calcaires kiméridgiens de la Montagne de Boudry (près Pt 921, Coor.: 551,125/200,750 Atlas Siegfried)

anticlinal d'une manière oblique par rapport à l'axe du plissement. L'orientation des lunules nous conduit aux mêmes considérations et nous rend attentifs à la complexité des phénomènes de plissement dans l'espace et dans le temps, même dans des plis réputés aussi simples que ceux du Jura.

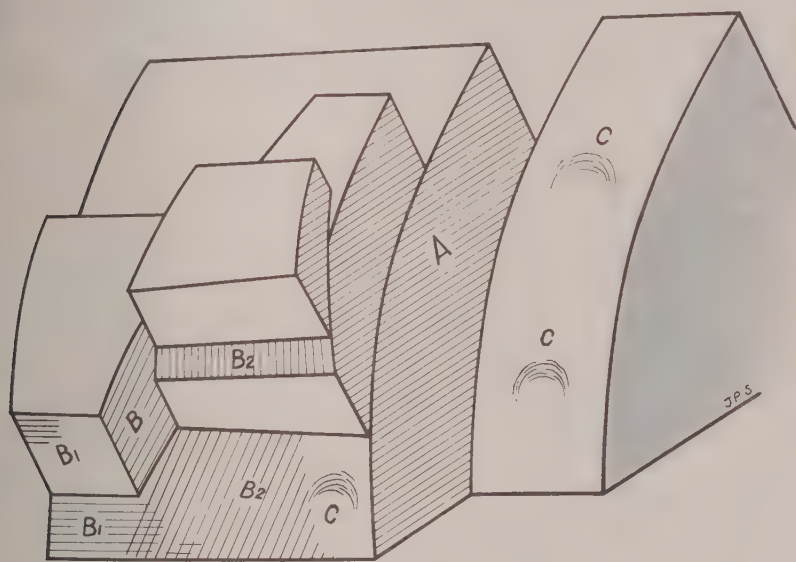


Fig. 3.

- A. stries observées sur les plans de failles ou de diaclases. Dans notre cas elles sont dues à un décrochement; dans le cas d'une faille elles seraient verticales.
 B₁ stries horizontales dans le plan de couche parallèles à l'axe du pli. elles sont souvent dans le Jura plus vieilles que B₂ qui les effacent.
 B₂ stries dans le plan de couche ou sur les diaclases. Dans les plis du Jura elles sont souvent obliques aux axes (WEGMANN 1953)
 C lunules tectoniques avec orientation parallèle à B₂.

LITTÉRATURE

- BÖGGILD, O. B. (1899): *Om Skurestriber i Danmark og beslægtede Fænomener*. Meddel. fra Dansk Geologisk Forening N:o 5.
 CHAMBERLIN, T. C. (1885): *The Rock Scorings of the Great Ice Invasions*. U. S. geol. Surv. 7th Ann. Rep., p. 155-248.
 GILBERT, G. K. (1906): *Crescentic Gouges on Glacial Surfaces*. Bull. geol. Soc. Amer. 17.
 HARRIS, STANLEY E. Jr. (1943): *Friction Cracks and the Direction of Glacial Movement*. J. Geol. 51.
 HOLMSTRÖM, L. P. (1867): *Iakttagelser öfver istiden i södra Sverige*. Lunds Universitets Års krift.
 — (1904): *Öfversikt af den glaciala afslipningen i Sydsandinavien*. Geol. Fören. Förhandl. 26. H. 4.
 LAHEE, F. H. (1912): *Crescentic Fractures of Glacial Origin*. Amer. J. Sci. 33.
 LJUNGER, ERIK (1930): *Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste*. Teil III. Lfg. I. Bull. geol. Inst. of Upsala 21, p. 255.

- NABHOLZ, W.K. (1956): *Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura*. *Eclogae geol. Helv.* 49/2.
- OKKO VETIKO (1950): *Friction Craks in Finland*. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 150.
- RECK, H. (1911): *Glaziologische Studien über die rezenten und diluvialen Gletschergebiete Islands*. *Ztschr. Gletscherkunde* 5, H. 4.
- SCHAEER, J.P. (1956): *Etude tectonique de l'anticlinal de Chaumont*. *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.* 79.
- WEGMANN, E. (1953): *Über einige Züge von unter geringer Bedeckung entstandenen Falten*. *Tschermaks min.-petr. Mitt.* [Dritte Folge] 4.
- (1956): *Note sur quelques mécanismes des plis jurassiens*. *Verh. K. Nederlandsch Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap*.

6. ADRIEN JAVET (Genève): **Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvio-glaciaires**. Avec 5 figures dans le texte.

Introduction. Dans plusieurs travaux précédents nous avons essayé de montrer que certains cailloutis würmiens de la région de Genève, généralement qualifiés de lacustres, de fluviaux, de fluvio-glaciaires sont en réalité des moraines. Nous désirons présenter dans cette note un nouvel argument en faveur de notre manière de voir. Il se rapporte au caractère arrondi des galets; ceux-ci présentent un état d'usure avancée qui peut être théoriquement d'origine variée. L'importance d'en déterminer exactement l'origine est la suivante: l'idée qu'on se fait de la genèse du terrain dépend directement de celle des matériaux qui le constituent d'où l'âge que l'on attribue finalement au dépôt. C'est ainsi que E. JOKOWSKY (1911) en se basant sur l'apparence des cailloutis donne un âge interglaciaire à tous les dépôts situés entre la moraine argileuse rissienne profonde et la moraine argileuse würmienne superficielle. Cette définition a priori d'un interglaciaire fait alors inclure dans celui-ci les cailloutis du retrait rissien, l'interglaciaire proprement-dit, enfin les cailloutis profonds würmiens considérés comme fluvio-glaciaires. Les exemples de ce genre peuvent être multipliés; de telles définitions, résultant d'une prise de position théorique, obtiennent la créance de nombreux géologues incomplètement informés, le résultat final en est l'impossibilité d'arriver, dans ces conditions à une vue claire et exacte de l'ensemble du phénomène glaciaire quaternaire.

Nous ne reviendrons pas ici sur la composition détaillée des terrains würmiens et du complexe qu'ils constituent, on en trouvera une description dans les travaux signalés dans la liste bibliographique. Néanmoins notre exposé manquerait de clarté si nous ne rappelions pas la constitution de ce complexe dans ce qu'elle a de général et si nous omettions de signaler à cet égard les différences d'interprétation.

Le complexe würmien (fig. 1). Pour éviter une nouvelle description des terrains würmiens, nous prions le lecteur de se rapporter à la légende de la figure 1. Chacun des terrains est désigné par notre propre appellation suivie de celle que lui ont donnée les géologues régionaux.

Dans la conception actuelle on appelle fluvio-glaciaire les dépôts caillouteux et graveleux différant de la moraine à galets striés par le fait qu'ils contiennent peu d'argile, peu de galets striés, qu'apparemment les galets y sont roulés, que la stratification y est générale. Cette manière de voir s'applique à trois sortes de terrains morphologiquement et stratigraphiquement différents: les cailloutis de l'alluvion ancienne, les cailloutis des moraines de retrait, les cailloutis dérivés de ces dernières.

Rappelons que la notion de l'âge déterminé par la position stratigraphique ne joue plus ici. Les terrains glaciaires se sont empilés les uns sur les autres à la suite de la fusion de la glace. Lors du retrait, l'ablation a fait apparaître les moraines les plus superficielles, celles-ci ont dès lors protégé le socle de glace sous-jacent qui se transformait peu à peu en glacier mort. La disparition de la glace à partir du maximum glaciaire a demandé des milliers d'années ainsi qu'en témoigne l'absence dans nos régions des industries préhistoriques de l'*Aurignacien*, du *Solutrén* et du début du *Magdalénien*. A notre avis l'âge est donc le même de bas en haut de la série wür-

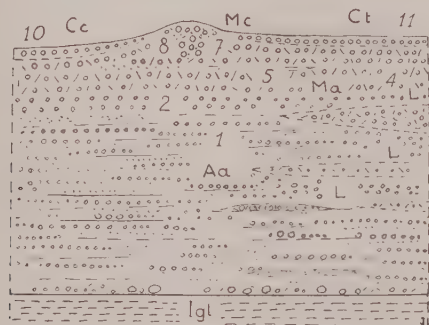


Fig. 1. Représentation demi-schématique du complexe würmien dans la région genevoise. Epaisseur de l'ensemble 50 à 100 m.

Ct.-Cailloutis à l'amont d'un front morainique, alluvions fluviales et fluvio-glaciaire auct.

Cc.-Cailloutis à l'aval d'un front morainique. Cône de transition auct. et fluvio-glaciaire auct.

Mc.-Moraines caillouteuses frontales et latérales. Fluvio-glaciaire auct. p. p.

Ma.-Moraine argileuse à galets striés. Moraine de fond auct.

Aa.-Cailloutis morainiques profonds, moraines intraglaciaires. Alluvion ancienne auct., fluvio-glaciaire auct.

L.-Lentilles de moraine argileuse à galets striés dans l'alluvion ancienne (Arare, Mategnin, Bois de la Bâtie).

Igl. Interglaciaire, sables et argiles stratifiés à lignite et mollusques.

1 à 11. Indication sur les emplacements où ont été récoltées les séries de galets, ces chiffres correspondent aux diagrammes de la fig. 4.

mienne locale; toutefois les cordons morainiques, dont on peut suivre assez bien le tracé, marquent des étapes de retrait d'âge décroissant vers l'amont, retrait qui se poursuit d'ailleurs encore aujourd'hui.

Morphologie et degrés d'usure des galets. On dispose actuellement de méthodes d'analyse morphoscopique très poussées. L'examen détaillé de chaque galet, ses mesures permettent d'établir une série d'indices, d'émoussé, d'aplatissement, de sphéricité, etc., qui peuvent ensuite être groupés en courbes diverses. On trouvera dans l'important travail de J. P. PORTMANN (1956) d'excellents renseignements sur l'ensemble de ces méthodes. Toutefois elles ne sont guère applicables directement sur le terrain d'où la nécessité de rapporter en laboratoire une quantité de matériaux et d'employer un temps considérable au nombre de mesures satisfaisant à la loi des grands nombres. Nous avons donc jugé préférable d'appliquer une méthode d'ana-

lyse simplifiée rapidement applicable sur le terrain et ne nécessitant pas de longues séries de mesures. On est ainsi rapidement fixé sur l'homologie de deux terrains voisins, homologie qui peut être souvent masquée par une multitude de détails secondaires.

Considérant les degrés d'usure progressifs, nous pouvons les ramener à cinq catégories fondamentales dont les figures 2 et 3 donnent une idée. Nous établissons ensuite le pourcentage de chacune des catégories dans chaque point examiné et l'on obtient alors un diagramme caractéristique. Pour éviter des complications graphiques nous n'avons pas transformé les diagrammes en courbes.

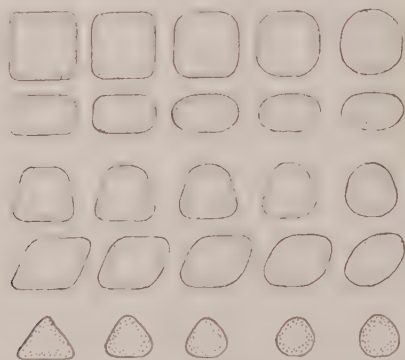


Fig. 2. Catégories et états d'usure des galets glaciaires, fluvio-glaciaires et fluviaux. Schéma théorique.

Première catégorie. Galets non usés sur les bords et galets à contours émoussés. Les galets absolument intacts sont rares dans nos dépôts, les autres un peu plus fréquents. Il est certain que beaucoup de galets de la première catégorie proviennent d'une action secondaire sur des galets déjà usés, il s'agit des galets brisés dont nous parlerons plus loin. Maximum 6,2% dans la moraine argileuse d'Arare. Minimum 0,2% dans les alluvions de l'Arve au Bout-du-Monde.

Deuxième catégorie. Galets usés sur les bords, les faces primitives représentent cependant encore la plus grande partie de la surface. Max. 22 dans les cailloutis morainiques de Mategnin Min. 2,8 dans les alluvions de l'Arve au Bout-du-Monde.

Troisième catégorie. C'est le degré moyen d'usure, les contours sont fortement arrondis, la forme primitive dont dérive le galet est encore reconnaissable. Max. 63,8 dans l'alluvion ancienne du Bois de la Bâtie. Min. 11,4 dans la moraine argileuse de Mategnin.

Quatrième catégorie. Galets subglobuleux, les faces sont en voie de régression, l'allure générale tend vers des volumes piriformes, ovoïdes, discoïdes, etc. Max. 47 dans les alluvions de l'Arve à Sierne. Min. 20 dans les cailloutis de la terrasse de Collonges en amont de la ride morainique de Vétraz-Mornex.

Cinquième catégorie. Terme ultime de la disparition des faces, allure globuleuse; les formes ovoïdes, discoïdes, lenticulaires sont les plus fréquentes, les formes

sphériques sont plus rares. Max. 7 dans les alluvions de l'Arve au Bout-du-Monde. Min. 2 dans le cailloutis à l'aval de la ride frontale Vétraz-Mornex et dans les cailloutis morainiques du Pas de l'Echelle.

Nous avons utilisé les galets d'une taille de 5 à 15 cm environ, les plus représentatifs sont ceux du Malm alpin. Dans tout le territoire qui nous occupe le matériel erratique est issu principalement de la vallée du Rhône. Une analyse rigoureuse voudrait que l'on s'en tienne exclusivement à une seule catégorie de roche, mais il est facile de constater que les roches dures et compactes se comportent comme les calcaires du Malm; par exemple les grès molassiques durs, les grès de Taveyannaz, les grès du Flysch, la brèche du Chablais, les quartzites du Trias, les serpentines, etc. Il en est encore de même des gneiss peu feuilletés et des granites, toutefois les phénomènes d'altération chimique tendent à jouer ici un rôle non négligeable rendant leur utilisation peu commode.

Les *galets brisés* constituent une partie importante du stock erratique; il s'agit de galets écrasés dans une moraine par la pression de la glace en mouvement. Cette action peut ramener un galet de la catégorie V ou IV qu'il avait déjà atteinte à une catégorie inférieure. Cette action est très marquée, elle donne souvent aux galets glaciaires la *forme aberrante* qui frappe l'observateur (voir fig. 3). Une étude détaillée de ces cas pourrait apporter, croyons-nous, beaucoup de précisions sur les actions de détail à l'intérieur de la moraine. Il va de soi que des galets brisés se trouvent aussi dans les alluvions torrentielles, leur discrimination d'avec les galets glaciaires est facile dans de nombreux cas.

Choix des emplacements et nombre de galets examinés. Pour des raisons pratiques nous avons choisi des stations, où les galets abondent sans que l'on soit obligé de les extraire. Dans chacun des emplacements nous avons récolté 500 galets qui nous ont donné la répartition par catégories, les pourcentages et finalement chacun des diagrammes des deux premières colonnes de la figure 1. En outre chaque terrain a été examiné en deux points, il a donc fourni 1000 galets sur lesquels sont établis les diagrammes de la troisième colonne de la figure 1. Comme les différences sont très faibles de la colonne 2 à la colonne 1, on peut estimer que le graphique résultant, colonne 3, nous donne une bonne caractéristique du terrain examiné. La liste suivante indique les emplacements choisis, les coordonnées sont tirées de la Carte nationale suisse, feuille de Genève et feuille de Chancy, les chiffres placés en tête sont ceux des diagrammes de la figure 4.

Alluvions actuelles de l'Arve

14. Alluvions des bords de l'Arve en amont du Pont de Sierne 503/114,9
13. Alluvions de l'Arve au Bout-du-Monde. Exploitation Pelgrave 500,8/115,1

Cailloutis du retrait, fluvio-glaciaire auct.

11. Alluvions de la terrasse de Collonges en amont de la ride morainique de Vétraz-Mornex. 507,6/114,5
10. Cailloutis du cône de transition en aval de la même ride morainique frontale. 507,3/115

Cailloutis du retrait en vallums, en partie fluvio-glaciaire auct.

8. Gravières de Sous-Balme au-dessous de la carrière Portland 503,1 112,5
7. Gravières du Pas-de-l'Echelle, Chavaz frères 503,7/113,2

Moraine argileuse à galets striés, moraine de fond auct.

5. Moraine argileuse recouvrant l'alluvion ancienne à Arare, exploitation SAGA 197,6/113,5
4. Moraine argileuse recouvrant l'alluvion ancienne à Mategnin, gravière Moret 195,5/121,5

Cailloutis morainiques profonds, alluvion ancienne auct., fluvio-glaciaire auct.

2. Gravière d'Arare au-dessous de la moraine argileuse. 497,6/113,5
1. Coteau du Bois de la Bâtie à la hauteur du Pont du Raccordement des C.F.F. 198,4/117,5

Cas des alluvions actuelles de l'Arve. L'Arve est un cours d'eau torrentiel, son régime et le transport des matières qu'il tient en suspension sont décrits en détail dans l'ouvrage de L. W. COLLET sur les Lacs (1925). Qu'il nous suffise de constater que les alluvions caillouteuses de l'Arve sont issues essentiellement des moraines argileuses bordant son cours en amont des points que nous avons indiqués. L'Arve cours d'eau torrentiel présente ainsi exactement le cas du fluvio-glaciaire tel que l'envisagent les glaciologues, c'est-à-dire le remaniement par un torrent et ses affluents de moraines glaciaires déjà déposées. L'examen auquel nous avons procédé montre que de telles alluvions se distinguent par un *diagramme très spécial*, bien différent de celui des dépôts morainiques et même de celui des dépôts supposés fluvio-glaciaires. Les principales caractéristiques très nettes, sont la diminution du nombre de galets peu usés des catégories I et II, la diminution du nombre de galets d'usure moyenne de la catégorie III au profit de la catégorie IV, enfin le nombre relativement élevé des galets fortement arrondis de la catégorie V.

Cas général des dépôts glaciaires. L'examen de la figure 4 fait ressortir un autre fait essentiel: aucun des dépôts caillouteux würmiens de la région ne donne une courbe semblable à celle des alluvions de l'Arve, tous les diagrammes se marquent par la nette dominance de la catégorie d'usure moyenne III. Nous étions loin de nous attendre à une pareille homogénéité, pensant au contraire que les graphiques s'échelonnaient du type pleinement morainique du n° 4 au type pleinement alluvionnaire du n° 11; on voit que ce n'est pas le cas et qu'il n'y a pas de graphique intermédiaire. On peut cependant noter quelques différences de l'un à l'autre de ces graphiques. Celui qui présente à notre avis le type le plus franchement morainique est celui de la moraine argileuse de Mategnin, n° 4. C'est là que les différences entre les catégories III, II et IV sont les plus faibles, fait qui se traduit par l'allure trapue et ramassée du diagramme. Le diagramme n° 5 se rapporte à la même moraine argileuse mais en un autre point, on y voit déjà la catégorie III passer de 44,4 à 49,6, on peut donc dire que la catégorie moyenne d'usure représente ici la moitié du nombre des galets. Les autres graphiques s'écartent de ce premier type par augmentation de la catégorie III au détriment de la catégorie II, mais il n'y a

pas augmentation corrélatrice des catégories IV et V comme nous l'avions remarqué pour les alluvions de l'Arve. Cette constatation semble indiquer qu'il n'y a aucun phénomène alluvionnaire torrentiel dans nos cailloutis ou que si un tel phénomène a eu lieu il est profondément masqué par l'action purement morainique. *Il est spécialement important de remarquer que la catégorie IV de forte usure est partout plus faible dans les dépôts supposés fluvio-glaciaires que dans la moraine argileuse.* Le cas

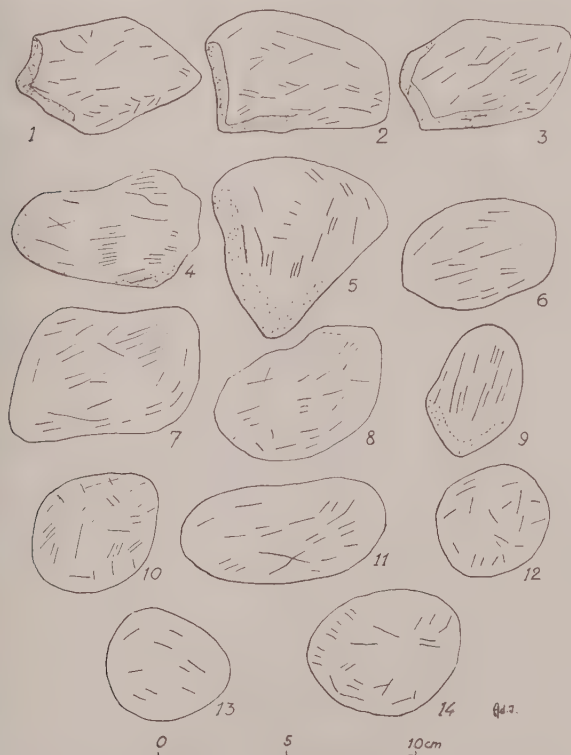


Fig. 3. Série de galets striés de la moraine argileuse de Mategnin, calcaires noirs du Malm alpin. No 1, catégorie I; No 2 et 3, catégorie II; No 4 à 9, catégorie III; No 10 à 12, catégorie IV; No 13 et 14, catégorie V. Voir aussi diagramme 4 de la fig. 4.

des alluvions de la terrasse qui nous a fourni le graphique 11 est typique, cette terrasse domine l'Arve actuelle de 30 m et on l'interprète comme ayant été déposée par ce cours d'eau, le graphique qu'elle fournit est cependant bien différent de celui de l'Arve. C'est encore le cas pour l'alluvion ancienne que L. NECKER définissait comme analogue aux alluvions actuelles, on voit par la comparaison des graphiques 3 et 15 qu'il y a une différence profonde entre ces deux types de dépôts; *l'alluvion ancienne se range sans conteste possible dans la catégorie générale des dépôts morainiques.*

Origine de l'arrondi. Nous n'avons pas examiné jusqu'à présent l'origine de l'usure des galets; elle peut être fluvatile, morainique ou mixte c'est à dire fluvio-glaciaire. Nous laisserons de côté dans cette note l'examen de l'usure causée par les vagues sur les rives d'un lac, nous comptons y revenir dans d'autres travaux.

Une remarque préliminaire s'impose: les catégories que nous avons choisies correspondent à des états moyens, ce qui signifie que l'on trouve tous les termes de passage de l'une à l'autre. Cela est si vrai que l'attribution d'un galet à l'une plutôt qu'à l'autre des catégories est parfois malaisée, mais le jeu de la loi des grands nombres dispose le tout dans un ordre non subjectif.

D'après les idées en cours les galets arrondis sont en réalité des *galets roulés* sous l'action de torrents intra- ou infraglaciers. Nous avons cité dans une note précédente (1952) l'opinion de A. CAILLEUX faisant appel à l'usure dans des moulins des glaciers. Dans une réponse (1954) M. A. CAILLEUX que nous remercions ici, précise cette action: il y a sur les glaciers des bédrières, moulins et autres courants de fonte où se façonnent des galets très arrondis... leurs galets ronds ont pu être en-châssés dans la glace ou rejoindre peu à peu la moraine de fond tandis que l'apport de matériel neuf, presque anguleux continuait et que l'arrondi se façonnait ailleurs sur d'autres galets suivant un nouveau parcours.

Nous voilà donc en face d'une prise de position très nette, il faudrait alors admettre que tout le matériel arrondi présent dans les moraines est d'origine torrentielle glaciaire.

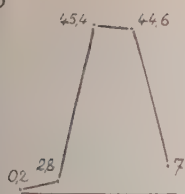
Les mêmes explications se retrouvent dans les travaux de J. TRICART et R. SCHAEFFER (1950). Nous en empruntons la citation à l'ouvrage de J. P. PORTMANN déjà cité (1956): les galets morainiques étonnent par la variété de leurs types d'usure bien plus grande que celles des autres systèmes d'érosion étudiés. Les galets à faibles usure prédominent; quelques-uns sont moyennement usés; ceux qui le sont fortement et qui apparaissent dans les moraines, l'ont été, semble-t-il, par les torrents intra- et sousglaciaires. La proportion des galets très émoussés est donc fonction de l'importance des torrents.

À ces prises de position nous objectons les remarques suivantes: de tels torrents ont une répartition extrêmement limitée, ils ne sauraient rendre compte de *l'ampleur extraordinaire de la répartition des galets arrondis qui côtoient partout et à tous les niveaux du glaciaire pléistocène les galets dont le degré d'usure est moindre*. Nous pensons encore que *l'attribution de tous les galets arrondis à une action torrentielle fait sousestimer l'intense action d'usure qui se poursuit visiblement dans la moraine de fond et dont nous apportons la preuve dans les pages suivantes*.

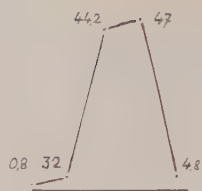
L'existence de tous les termes de passage de la première à la dernière catégorie permet déjà d'éliminer l'origine torrentielle de l'arrondi. Il serait en effet absurde de considérer la catégorie V ou encore les catégories IV et V comme étant seules d'origine torrentielle à l'exclusion des autres qu'il faudrait alors aussi inclure dans l'origine torrentielle, ce qui reviendrait à démontrer que tous les galets de la moraine sont usés par des torrents et aucun directement par l'action mécanique de la moraine.

L'examen des galets striés vient d'ailleurs infirmer ce raisonnement, les stries se trouvent dans toutes les catégories (fig. 3), aucune n'est plus spécialement favorisée et par conséquent plus glaciaire que les autres. Si le nombre des galets

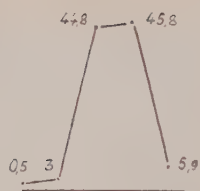
13



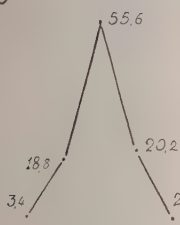
14



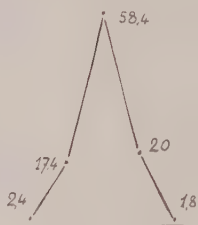
15



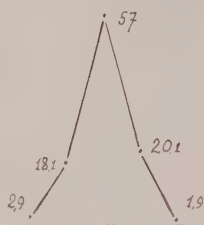
10



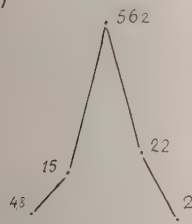
11



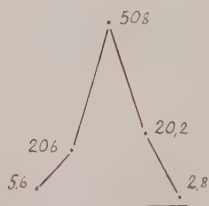
12



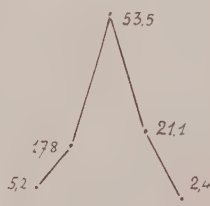
7



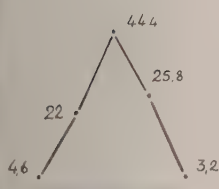
8



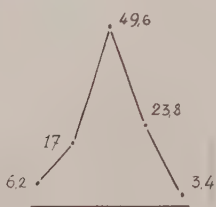
9



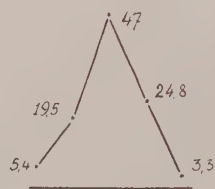
4



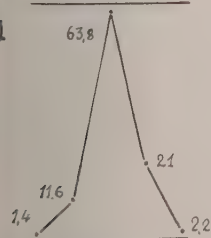
5



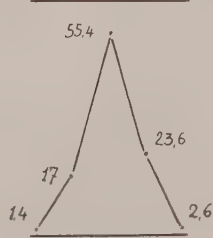
6



1



2



3

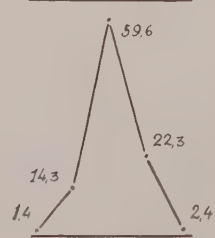


Fig. 4. Série de diagrammes représentant la répartition des degrés d'usure (catégories I à V) dans les dépôts pléistocènes (1 à 12) et dans les alluvions caillouteuses de l'Arve (13 à 15).

Les noms des terrains et ceux des emplacements sont indiqués dans le texte.

striés est plus abondant dans la catégorie III c'est qu'il s'agit de la distribution normale des pourcentages. Enfin on peut constater au voisinage, à la surface et en profondeur des glaciers actuels des galets usés des catégories IV et V, nous donnons à la figure 5 un aspect de trois de ces galets. Le premier a été récolté en place dans la moraine de fond active sous le glacier du Valsorey et au contact du socle rocheux lui-même usé et poli; le second a été expulsé en septembre 1950 avec la moraine intraglacière à la surface du glacier; enfin le troisième a été pris sur la moraine médiane actuelle du glacier du Vêlan à l'altitude de 2500 m. Nous rappelons encore que les moraines latérales du glacier du Valsorey, sur socle de glace, contiennent aussi des galets du type V.



Fig. 5. Galets de forte usure provenant des glaciers actuels.

- 1.-Moraine de fond sous le glacier de Valsorey, schiste de Casanna.
2. Moraine frontale du glacier de Valsorey, expulsé du glacier en septembre 1950. Schiste de Casanna.
- 3.-Moraine médiane du glacier du Vêlan à 2500 m. Quartzite.

Les graphiques obtenus à partir de la moraine argileuse correspondent d'ailleurs bien à la courbe en cloche (courbe des probabilités, courbe de Gauss). On peut la traduire ainsi: il y a peu de chances pour qu'un galet reste intact au sein de la moraine, peu de chances pour qu'il arrive à l'usure maximum, beaucoup de chances pour qu'il atteigne un état moyen. Nous insistons encore ici sur le fait que le jeu de l'usure des galets au sein de la moraine est simple, il s'agit du déplacement dans la masse morainique, le polissage s'effectue sous pression par tous les matériaux qui environnent le galet, les stries fines semblent indiquer une forte action des grains de quartz. Enfin il ne faut pas oublier l'action inverse qui tend à ramener un galet en cours de polissage à un stade antérieur, c'est celui de l'écrasement. Fortement serré entre d'autres, il arrive un moment où la pression de la glace en mouvement dépasse la résistance de la roche, le galet éclate alors en fragments de grosseurs variées et le polissage recommence. Toutes ces actions de détail sont visibles aussi bien sur les moraines pléistocènes que sur les moraines actuelles.

Nous pouvons résumer de la manière suivante les faits qui nous empêchent de voir dans les galets arrondis de la moraine argileuse autre chose qu'une action glaciaire:

- 1° Formes de passage multiples de l'une à l'autre des catégories.
- 2° Distribution des pourcentages d'usure correspondant à la courbe des probabilités.
- 3° Présence des stries glaciaires sur toutes les catégories.
- 4° Production de ces mêmes catégories directement dans les moraines de fond actuelles.

On peut alors prendre l'exact contre-pied de l'opinion admise en constatant que les galets arrondis que l'on trouve dans les torrents épiglaciaires circulant à l'aval des moraines non déposées ont une origine purement morainique.

Répondons par avance à une contradiction qui pourrait nous être imputée, nous faisons appel à l'exemple de la moraine de fond des glaciers actuels pour expliquer l'usure des galets de la moraine argileuse que nous ne considérons plus comme une moraine de fond sur l'emplacement qu'elle occupe actuellement. En effet le mécanisme de la mise en place des moraines superficielles que nous avons observé, en particulier au Valsorey, montre qu'une moraine de fond perd cette qualité si elle est amenée à la surface de la glace par le chevauchement des lames de glace, ce qui a certainement été le cas dans les exemples qui nous occupent.

Cas des dépôts fluvio-glaciaires. Nous avons relevé plus haut que l'on rapporte d'ordinaire à des formations fluvio-glaciaires trois terrains distincts par leur stratigraphie et leur morphologie de la moraine argileuse dite de fond. Ce sont :

- 1° Les cailloutis d'apparence plus ou moins alluvionnaire accompagnant les rides morainiques.
- 2° Les moraines caillouteuses et sableuses en cordons, vallums, collines, la morphologie peut en être extrêmement atténuée et la stratification qui s'y manifeste fait alors considérer le dépôt comme fluvio-glaciaire.
- 3° Les cailloutis des moraines intraglaciaires profondes, alluvion ancienne auct., fluvio-glaciaire de progression auct.

Examinons chacun des cas.

Cailloutis d'apparence plus ou moins alluvionnaire. Nous avons déjà relevé le fait que la terrasse de 30 m au dessus de l'Arve qui a fourni le diagramme 11 ne saurait être considérée comme formée par les alluvions de cette rivière. Avec sa nette prédominance de la catégorie III, sa faible proportion de la catégorie II, la proportion relativement faible de IV, ce graphique s'éloigne de celui des alluvions de l'Arve pour se rapprocher des dépôts franchement morainiques. Le cailloutis du diagramme 10 est situé symétriquement au premier mais à l'aval du cordon morainique frontal; sa pente remontant en direction de ce dernier, il a donc la disposition connue sous le nom de cône de transition. A ce titre, il devrait aussi montrer un fort remaniement de matériel morainique et une allure voisine des alluvions de l'Arve. On voit que ce n'est nullement le cas et l'on peut affirmer que les deux sortes de cailloutis 10 et 11 ont la même origine, la morphologie ne peut ici que nous induire en erreur.

Alluvion ancienne. Elle présente le même type que les cailloutis qui viennent d'être mentionnés toutefois avec une augmentation de la catégorie III au détriment de la catégorie II. Les mêmes remarques que ci-dessus peuvent être faites, il s'y ajoute le fait qu'on ne peut considérer les cailloutis de l'alluvion ancienne comme étant déposés à l'aval d'un glacier en crue. Trop de faits s'y opposent: accidents mécaniques d'étirement, épaisseur considérable, absence de lits torrentiels de remaniement, présence à diverses hauteurs de lames d'argile à galets striés, forte épaisseur persistant jusque sous les moraines du maximum glaciaire, répartition en surface et en altitude non conforme à celle d'un réseau hydrographique, absence totale de laisses à mollusques, etc. Nous pensons qu'il s'agit en réalité de *cailloutis morainiques*, plus exactement de moraines intraglaciaires profondes dont l'empile-

ment s'est produit par la fonte des banes de glace qui les séparaient. La présence de moraines intraglaciaires (internes) a été reconnue depuis fort longtemps sur les glaciers actuels. Nous pouvons ajouter aux exemples connus celui du glacier de Khombu dans l'Himalaya, où elles ont été observées et photographiées par M. A. ZIMMERMANN que nous remercions ici pour la communication de ces renseignements. Il est donc assez curieux qu'on ne les fasse pas suffisamment intervenir dans l'interprétation des restes glaciaires pléistocènes.

Cailloutis du retrait dessinant des cordons des vallums, des buttes. Leurs graphiques n. 7, 8, 9 se situent assez exactement entre celui de la moraine argileuse et celui des cailloutis des terrasses de retrait. Là encore il est bien difficile d'admettre qu'une action torrentielle au sens où on l'entend d'ordinaire leur aurait communiqué leur allure.

Nous nous trouvons donc devant le dilemme suivant: aucun de nos cailloutis ne présente l'aspect fluvio-glaciaire tel qu'on peut le déduire des explications données par les géologues et glaciologues jusqu'à présent. D'autre part tous ces cailloutis se rapprochent du diagramme morainique pur auquel ils sont fortement apparentés, ils s'en distinguent néanmoins par la plus forte proportion du degré d'usure moyen. Nous devons donc nous demander si l'action fluvio-glaciaire est bien celle qu'on suppose. Nous avons exposé dans des notes antérieures que la reprise des matériaux morainiques par les torrents à la surface du glacier et à l'aval des moraines fronto-latérales obéit à un autre jeu que celui des torrents libres. Dans le cas des torrents épiglaciaires l'activité cesse presque totalement pendant toute la période hivernale; au Valsorey elle est déjà très réduite au mois d'octobre. D'autre part même pendant l'activité estivale, les torrents sont en forte décrue pendant la nuit, leur action étant à son maximum au début de l'après-midi. Il est alors facile de concevoir qu'un fluvio-glaciaire né dans ces conditions n'aura pas l'allure fortement remaniée des dépôts torrentiels actuels, il semble que l'on puisse expliquer de cette façon les diagrammes 10 et 11. Le cas de l'alluvion ancienne qui nous a préoccupé depuis fort longtemps pourrait peut-être être interprété d'une façon analogue. En admettant au cours de l'avance glaciaire de forts reculs estivaux ou plus exactement une forte ablation superficielle, il serait possible que des cailloutis morainiques soient apparu à la surface, leur reprise par les torrents aurait donné un fluvio-glaciaire; cependant l'avance l'emportant peu à peu aurait incorporé ce fluvio-glaciaire à l'état de moraines intraglaciaires. Il est en tout cas certain que le glacier würmien a été capable de détruire au-devant de lui tous les sédiments risiens et interglaciaires qui n'étaient pas profondément dissimulés dans des bas-fonds.

Quoiqu'il en soit il reste à légitimer plus fortement cette nouvelle hypothèse, de sorte que nous en restons pour l'instant à la constatation élémentaire que l'alluvion ancienne est un paquet de moraines intraglaciaires profondes.

Résumé et conclusions

On peut distribuer les galets glaciaires et fluvio-glaciaires en cinq catégories correspondant à un degré d'usure de plus en plus poussé, la catégorie I étant celle des galets non ou peu usés, la catégorie V celle d'une forte usure faisant disparaître

les faces et amenant le galet à un aspect arrondi, globuleux. On peut encore répartir les galets d'un gisement donné dans chacune des cinq catégories, en noter les pourcentages qui sont reportés en un diagramme, les degrés d'usure en abscisses, les pourcentages en ordonnées. Le diagramme caractérise donc le terrain au point de vue de la répartition des degrés d'usure.

Dans ces conditions on observe pour tous les dépôts caillouteux pléistocènes würmiens un graphique assez uniforme qu'il s'agisse des sédiments dits fluvio-glaciaires ou de la moraine argileuse (moraine de fond auct.); la catégorie d'usure moyenne III domine toujours, bien que d'une façon un peu variable, d'un dépôt à l'autre.

En opposition avec les diagrammes des terrains würmiens, les graphiques des alluvions de l'Arve, rivière de caractère torrentiel, montrent l'égalité de la catégorie IV avec la catégorie III ou même une légère dominance, ce qui correspond avec l'aspect roulé des alluvions.

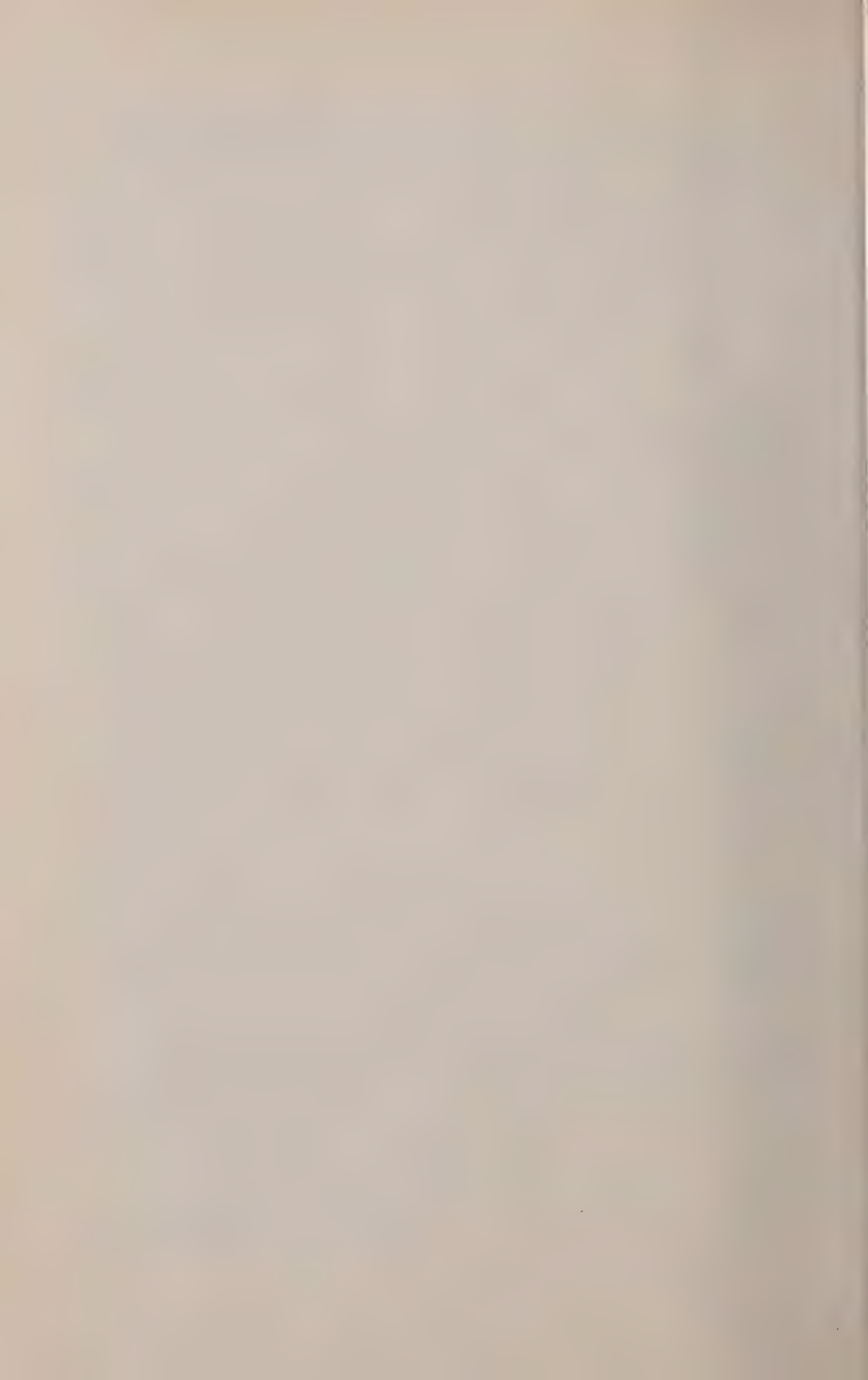
Si une influence fluvio-glaciaire s'est fait sentir à un moment donné dans les sédiments würmiens, elle n'a pu augmenter de façon sensible la catégorie IV, elle n'aurait donc pas eu le caractère qu'on lui suppose d'ordinaire. Nous avons proposé antérieurement une solution à ce problème, celle de considérer comme fluvio-glaciaires, aussi bien pour les dépôts quaternaires que pour les glaciers actuels, les sédiments caillouteux et sableux repris à la surface du glacier par les torrents épiglaciaires circulant à l'aval des moraines non-déposées.

Enfin plusieurs observations montrent qu'un arrondi poussé de la catégorie V peut-être obtenu directement dans la moraine de fond des glaciers actuels et les preuves peuvent être données de cette même action dans les dépôts pléistocènes.

Nous pensons donc que contrairement aux vues de l'école actuelle, *il faut considérer les galets arrondis morainiques comme d'origine purement glaciaire*, l'action de l'eau n'est autre chose que celle qui imbibé la moraine. Les galets arrondis peuvent ensuite être repris à l'aval des moraines non déposées par le jeu des torrents épiglaciaires, ils constitueront alors avec les galets d'usure moindre un ensemble fluvio-glaciaire.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- CAILLEUX, A. (1952): *Premiers enseignements glaciologiques des expéditions françaises 1948-51*. Rev. géomorphologie dynamique 3, Nr. 1. Paris.
- (1954): *Réponse à plusieurs communications de M. A. Jayet sur les dépôts glaciaires*. Eclogae geol. Helv. 47/2, p. 305-307.
- COLLET, L. W. (1925): *Les Lacs*. Doin, Paris.
- JAYET, A. (1952): *Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels*. Eclogae geol. Helv. 45/2, p. 287-293.
- (1955): *Le problème du fluvio-glaciaire*. Geographica Helv. Nr. 3, p. 148-153.
- (1956): *Une conception nouvelle de la genèse morphologique du Plateau genevois*. Le Globe 95, p. 31-55.
- JOUKOWSKY, E. (1941): *Géologie et eaux souterraines du Pays de Genève*. (Kündig, Genève.)
- PORTMANN, J. P. (1956): *Les méthodes d'études pétrographiques des dépôts glaciaires*. Geol. Rdsch. Nr. 2, p. 411-454.



Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen

anlässlich ihres 75jährigen Bestehens (23.–26. September 1957)

Von **Werner D. Brückner** (Achimota), **Arnold Heim** (Zürich), **Ernst Ritter** (Basel),
Rudolf Staub (Zürich-Fex), und **Rudolf Trümpy** (Zürich)

Teilnehmer:¹

H. BADOUX, Lausanne
Madame H. BADOUX
H. U. BARTHOLET, Zug
R. BECKER, Luzern
D. BERNOULLI, Basel
M. BLUMENTHAL, Locarno
W. BRÜCKNER, Achimota
R. ECKERT, Basel
D. ELBER, Basel
H. ETIENNE, Genève
W. FISCH, Zürich (2, 3, 4)
F. FREY, Zürich (2, 3, 4)
E. GERBER, Schinznach
H. GOLDSCHMID, Basel
P. GÖTTI, Ettenhausen
J. HALLER, Basel
L. HAUBER, Basel
A. HEIM, Zürich (1, 2, 4)
R. HERB, Zürich
L. HOTTINGER, Basel
H. M. HUBER, Teheran (1, 2, 3)

H. JÄCKLI, Zürich
J. KETIN, Istanbul
W. NABHOLZ, Basel
E. NICKEL, Fribourg (1, 2, 4)
G. C. PAREA, Milano
R. POZZI, Milano
L. PUGIN, Fribourg
R. REBER, Langnau i./E.
E. RITTER, Basel (1, 2, 4)
A. SCHNEIDER, Basel
Madame A. SCHNORF, Lausanne
H. SCHUPPLI, Zürich
P. SODER, Teheran (2, 3, 4)
R. STAUB, Fex (1, 2, 4)
Frl. A. STAUB (1, 2, 4)
F. STUMM, Basel
J. TERCIER, Fribourg (4)
Madame J. TERCIER (4)
R. TRÜMPY, Zürich
P. VOGT, Arlesheim
E. WENK, Basel

Um es gleich vorweg zu sagen: das Wetter spielte der Gesellschaft den denkbar übelsten Streich; es blieb schlecht vom Anfang bis zum Ende. Nebel und Regen erlaubten nirgends jenen begeisternden Einblick in die grossartige Gebirgswelt zwischen Walensee, Glarnertal und dem Klausenpass, der den Exkursionsteilnehmern erst jenen nachhaltigen Eindruck von der klassischen Stellung der Glarnerberge in der Entwicklung der Alpengeologie vermittelt hätte, den dieselben verdienten. Kein Glärnisch, kein Tödi, keine Claridengruppe zeigten sich in ihrer wahren, so imposanten Pracht und reichen geologischen Gliederung, nur knappe Bruchstücke davon waren jeweils für kurze Minuten zu erhaschen.

¹) Die Nummern bezeichnen bei den Geologen, welche nicht die ganze Exkursion mitgemacht haben, die Tage der Teilnahme: 1 = 23. September, 2 = 24. September, 3 = 25. September, 4 = 26. September.

Der Exkursion blieb so nichts anderes übrig, als Kenntnis zu nehmen von den einzelnen am Wege gelegenen Aufschlüssen, was an sich zwar bedauerlich war, den Teilnehmern aber doch einiges Interessante bieten und zu Diskussionen anregen konnte.

Montag, 23. September 1957, nachmittags:

Weesen-Durschlägi

Führung und Berichterstattung: ARNOLD HEIM und RUDOLF STAUB

Trotz miserablen Wetter wird beschlossen, programmgemäss auf die Durschlägi zu fahren. Bei einer kurzen Begrüssung der Exkursionsteilnehmer erinnert R. STAUB daran, dass neben dem 75jährigen Jubiläum der Gesellschaft auch noch ein anderes zu beachten und zu feiern sei, nämlich das 50jährige Jubiläum der klassischen Churfürsten-Walensee-Karte von ARNOLD HEIM. Mit derselben ist, nach der Säntis-Karte ALBERT HEIMS, die grosse Reihe der moderneren geologischen Spezialkarten der ersten Jahrhunderthälfte eröffnet worden und es geziemt sich bei diesem Anlass, an den Ufern des Walensees und an der Aussenfront der Churfürsten, dankbar dieser hervorragenden Leistung ARNOLD HEIMS zu gedenken. Der Exkursionsleiter glaubt dies nicht besser klar zu machen, als dass er die Führung in diesem Gebiet Herrn Prof. ARNOLD HEIM übergibt, was von dem geschätzten Kollegen unter allgemeinem Beifall angenommen wird.

In zwei Autocars folgen die Exkursionsteilnehmer der Strasse nach Amden und auf die Durschlägi-Höhe hinauf. Die Strasse durchschneidet schief die mächtige normale Schichtfolge der Säntis-Decke. Die Basis aus Valanginien und die mergeligen Drusbergschichten sind zwar unter Gehängeschutt verdeckt, doch ist der Kieselkalk des Hauterivien in einem gewaltigen Steinbruch entblösst, aus dessen regelmässigen Bänken Pflasterstein für Zürich gebrochen wird. In voller Mächtigkeit von über 250 m stürzt der Schrattenkalk zum Walensee ab. Die Orbitolinenmergel trennen einen unteren (Barrémien) von einem oberen (Aptien) Schrattenkalk.

Normal darüber, die breite Mulde von Amden füllend, kreuzt die Strasse den Gault s. l. mit Brisischichten (Gargasien) und glaukonitischem Albien, dann darauffolgenden Seewerkalk (Turon) und Amdenermergel (Senon). Der Regen erlaubte nicht, an den einzelnen Aufschlüssen Halt zu machen. Wohl aber stiegen auf der Durschlägi-Höhe (1160 m) alle aus, trotz Sturm mit Regenschauern. Von diesem herrlichen Aussichtspunkt aus hätte die Tektonik des Alpenrandes jenseits des Linthtals erläutert werden sollen. Man musste sich zufrieden geben mit einem Blick jäh durch die Bruchspalte hinab, wo die Deckenstirn zerschellt ist.

Auf einen raschen Gang auf dem Weg 1,5 km nördlich musste leider verzichtet werden. Auf diesem ist die Aufschiebung des Valanginien auf Flysch zu sehen. Dann folgt an der Brunnenegg jener für die ganzen Alpen einzigartige Kontakt, wo man mit dem linken Fuss auf oligozäner Nagelfluh und zugleich mit dem rechten auf Eozänmergel stehen kann, der tektonische Alpenrand also zwischen den Beinen hindurchgeht.

Mit Not konnte auf der Durschlägi die SE-fallende Schichtfolge mit der Albien-Basisfossilbank (*Douvilleiceras mamillatum*) gezeigt werden. In Sturm und Nässe trat die schöne Gliederung nicht deutlich hervor.

Der Rückweg nach Weesen geht an der Fli-Falte vorbei. Sie ist faziell ein mittelhelvetischer Stirnfetzen noch unsicherer Herkunft. Er wird umhüllt und eingewickelt von ultrahelvetischem Flysch mit Einschüssen von Yprésien-Nummulitenkalk und von Senon mit *Gryphaea vesicularis*.

Doch in Weesen liess der Regen einige Minuten nach. Man schritt ein Stück den Waldweg auf der Ostseite des Kapfenbergs hinauf und klopfte am Malm-Korallenkalk («Troskalk»). Verkehrt darunter liegen Fetzen von Seewerkalk und Assilinen-grünsand, und diese sind wiederum überschoben auf Taveyannaz-Sandstein, der den Kapfenberg auf seiner Ostseite umgibt. Die Fazies dieses unteroligozänen Tuffgesteins ist charakteristisch für die autochthon-parautochthone Zone im Gebiet des Klausenpasses. Auch aus anderen Faziesgründen ergibt sich, dass der Kapfenberg ein Stück eines Schubfetzens ist, der aus jener Zone über 20 km weit bis an den Alpenrand geschürft wurde. Der Kapfenberg setzt sich W des Linthtals 8 km weiter fort, bis er am Kүpfenstock, steil gegen die Molasse-Nagelfluh aufgebäumt, jäh abreisst.

Es war erfreulich, dass alle Kenner der helvetischen Schubdecken dieser Ansicht beistimmten. W. BRÜCKNER führte aus, dass die Herkunft genauer bekannt ist; es handelt sich um einen losgetrennten Fetzen der Griesstock-Decke am Klausenpass, deren Stirnteil dort nach E ebenso jäh aussetzt, wie die Kapfenberg-Wagetenkette am Kүpfenstock nach W (siehe S. 526).

Dienstag, 24. September, vormittags:

Weesen-Glarus-Schwanden

Führung und Berichterstattung: RUDOLF STAUB

Trotz starker Bewölkung versucht R. STAUB zunächst, oberhalb des Bahnhofes Weesen, eine kurze Übersicht über den Bau dieses Alpenrandabschnittes und wenigstens andeutungsweise auch über den Bau der Glarneralpen zu geben. Er weist dabei besonders auf die Rolle der verschiedenen Faltenbogen in diesem Gebiete hin, die seit ARBENZ immer stärker hervorgehoben worden ist. Längs der Linth stösst der westlichste Teil des ostalpinen Bogens mit scharf nordöstlichem Faltenstreichen an und über den helvetischen Deckenbogen der zentralen Schweizeralpen, was im Gebirge um Glarus zu mannigfachen und zum Teil kompliziert ineinander greifenden Interferenzerscheinungen und gegenseitigen Überprägungen der primären Tektonik führt. Der verschieden gerichtete Vormarsch der beiden Gebirgsbogen wird dabei auch illustriert durch ein System querer Brüche, die ihrerseits der Erosion der Linth die bequemsten Wege wiesen. Solchen Brüchen folgt zum mindesten das untere Linthtal vom Alpenrand bei Ziegelbrücke bis hinein nach Schwanden.

Der Auffassung der Alpenrand-Kette zwischen Kapfenberg und Wageten als einer abgerissenen Frontpartie der Griesstock-Decke des Klausengebietes (OBERHOLZER, HELBLING), die er des näheren mit dem Diablerets-Element der Westschweiz

vergleicht, stimmt R. STAUB, wie auch W. BRÜCKNER, zu. Für die Gliederung der helvetischen Hauptdecke schlägt er bekanntlich wieder eine vermehrte Zusammenfassung der verschiedenen seit Jahrzehnten ausgeschiedenen Teilstockwerke derselben vor (vergl. darüber STAUB, Der Bau der Glarneralpen, 1951). Leider gestattet das Wetter keine Einblicke in die Alpenrand-Kette oberhalb Weesen, wo STAUB wie HELBLING den Mattstock von der eigentlichen Churfürsten-Decke als tieferes Sonderelement abtrennen; es gestattet auch keinen Ausblick auf die grossartige Talflucht des Walensees, die man sich primär von der Basis eines alten Molasse-delta-Armes her entstanden zu denken hat, und es bleibt leider fast ganz versperrt auch der machtvolle Block des Glärnisch, was im Hinblick auf die gewaltige Gliederung dieses Bergmassivs und die kürzlichen Nomenklaturvorschläge des Berichterstatters und besonders deren Handgreiflichkeit zu bedauern ist.

Bei fortgesetzt trübem Wetter wird dann die Linthbrücke bei Mollis erreicht, wo vom Exkursionsleiter die Gelegenheit benutzt wird, des segensreichen Wirkens von HANS CONRAD ESCHER VON DER LINTH und seiner von Mollis aus erfolgten ersten Mitteilungen über die geologischen Absurditäten dieses Gebietes zu gedenken. Denn von hier aus meldete dieser ältere ESCHER schon im Jahre 1807, d. h. vor 150 Jahren – auch wieder ein Jubiläum –, die erste Auflagerung des «Übergangsgebirges» – d. h. der «Grauwackenformation» des nachmaligen Glarner Verrucano – auf dem «Alpenkalk»; er ist damit der eigentliche Entdecker der lange so rätselhaft gebliebenen Lagerungsstörungen der Glarneralpen, die wir heute im Lichte der modernen Deckenlehre als die grossen Überschiebungen dieses Gebietes kennen. Mit einigen weiteren Hinweisen auf die grossartige Beobachtungsgabe HANS CONRAD ESCHERS (Darstellung der Glarner Überschiebung an den Tschingelhörnern, 1812) schliesst dieser historische Exkurs an klassischer Stätte, am Beginn des Escher-Kanals der Linth. Für knappe Minuten enthüllt sich der Ostabsturz der Wiggis-Bautispitz-Kette samt der Obersee-Mulde einigermassen, dann strebt die Exkursion über Mollis dem Krähenberg östlich Netstal zu.

Dort erscheint, schon lange bekannt, ein Malmklotz von autochthoner bis parautochthoner Fazies praktisch isoliert, in Form eines Fensters, gewölbeartig unter einer verkehrt gelagerten Serie von Tertiär, Kreide und Malm, die zur sog. Elggis-Scholle gehört. Zwischen Malmkalk und hangenden Globigerinenschiefen liegt eine geringmächtige, mylonitisierte Folge von Seewerkalk und eocänem Kalksandstein (J. OBERHOLZER). Die genauere tektonische Stellung dieser beiden Elemente wird näher diskutiert. Der Krähenberg-Malm wurde bisher recht verschieden gedeutet: als Aufbruch des autochthonen Gebirges (ARBENZ, OBERHOLZER?, STAUB?), als Fragment der Griesstock-Decke (HELBLING, BRÜCKNER, STAUB?) oder der Glarner-Decke (OBERHOLZER) und endlich als eingewickelte Malmbasis der Mürtchen-Decke (R. TRÜMPY, seinerzeit auch vermutet von STAUB, beides nicht publiziert). Die Diskussion ergab als wahrscheinlichste These die Abstammung des Krähenberg-Malmklotzes vom Griesstock-Element der östlichen Clariden-Kette, somit eine tektonische Stellung analog jener des Kapfenberges bei Weesen. Anschliessend wurde die Basis der Verkehrtserie der Elggis-Scholle (mit schönem, verkehrtliegendem Transgressionskontakt des lutetischen Assilinengrünsands auf Seewerkalk) besucht, über deren Zusammenhang mit der Schlafsteinplatte des Schiltgebietes praktisch kein Zweifel besteht.

Der Bau der Wiggis-Kette war auch hier nur sehr lückenhaft sichtbar. STAUB erwähnt den kürzlichen Fund C. SCHINDLERS von Trias an der Basis der tieferen Wiggis-Serie, d. h. der Mürtchen-Decke, oberhalb des Grundkopfes.

Der nächste Halt am Ostrand von Riedern gibt TRÜMPY und STAUB – leider fast nur theoretische – Gelegenheit zu einer Darlegung ihrer Auffassungen über den Bau der Schilt- resp. der Glärnischgruppe beidseits Glarus. Am Schilt bestehen keine Verschiedenheiten der Auffassungen über dessen Auflösung in Schilt- und Schlafstein/Gufelstock-Scholle. Beide Elemente, nach STAUBS Auffassung etwas tiefer voneinander getrennt als nach TRÜMPY, und entsprechend der alten Glarner-Decke s. str. OBERHOLZERS und ARN. HEIMS, sind als frontale Abspaltungen, d. h. blosse Stirnschollen der grossen Glarner Hauptschubmasse zu betrachten. STAUB hebt des weiteren die engere tektonische Verknüpfung von Mürtchen- und Axen-Decke hervor, sowohl östlich wie westlich der Linth. Im Bau des Vorderglärnisch scheint ihm die Scholle des Forrenstockes (nach alter Auffassung Mürtchen-Decke) effektiv ein tektonisch etwas tieferes Element als die Mürtchen-Decke der Wiggis-Kette und damit als die klassische Mürtchen-Decke selber zu sein; er denkt am ehesten an ein Äquivalent der Elggis-Scholle und damit des Gufelstock-Elementes der Schiltgruppe. Die Axen-Decke des Glärnisch würde an die Mürtchen-Decke des Wiggis als ein etwas internerer und wie bekannt faziell bedeutend reicher gestalteter Abschnitt der helvetischen Hauptdecke anschliessen, ähnlich wie von Walenstadt an der Unterbau der Alvier-Kette sich anfügt an die Mürtchen-Decke von Quinten. Angesichts der gewaltigen und zum Teil ob ihres Ursprungs immer noch diskutierten Bergsturzmassen um Glarus wird sich jedermann der Schwierigkeiten bewusst, die hier einer definitiven Einsicht in die tatsächlichen Zusammenhänge zwischen Schilt-, Glärnisch- und Wiggis-Gruppe sich entgegenstellen¹). Nur weitere Studien vermögen hier entscheidende Fortschritte zu bringen und sind daher dringend erwünscht. Wie fügte sich vor allem der Nordabfall des Vorderen Glärnisch in die alte Konzeption?

Durch die Hügel von Glarus, die an die Toma-Landschaften oberhalb Chur erinnern und auch einen ähnlichen Ursprung wie dieselben haben, und die dem Flimsersturz entsprechende, in sich komplexe interstadiale Bergsturzmasse zwischen Glarus und Schwanden erreicht die Exkursion dann ihr letztes Vormittagsziel: die klassische Lochseite am Eingang ins Sernftal²).

Die dortigen Aufschlüsse sind immer noch von grossartiger Eindrücklichkeit. Sie zeigen bekanntlich die Überschiebung des Glarner Verrucano auf den Flysch, die in ihrer wesentlichen Ausdehnung von ARNOLD ESCHER VON DER LINTH bereits 1834 erkannt worden ist. Die Lochseite bietet auch heute noch einen der klassischen Überschiebungsaufschlüsse der Welt. Als solcher sollte diese Lochseite aber auch gegen die in den letzten Jahren besonders eingerissene Verwüstung durch die vielfach so unnützen, weil erfolglosen Hammerschläge unverständiger Geologen

¹) TRÜMPY erscheinen zwar die älteren OBERHOLZER'schen Deckenverbindungen noch immer als wahrscheinlicher.

²) ALBERT HEIM (1929): An der Erkenntniswurzel alpiner Tektonik. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 74, 2, S. 213–223. (Vortrag von ALBERT HEIM, an seinem 80. Geburtstag, 12. April 1929, gehalten an der Lochseite.)

«versichert» werden. Die Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus hat 1956 einen bequemen Zugangsweg erstellen lassen und eine Bronzetafel angebracht.

In einer historischen Würdigung der Lokalität unreisst R. STAUB die mannigfache Geschichte der geologischen Erkenntnis in den Glarneralpen. Er hebt im besonderen hervor, dass bereits für ARNOLD ESCHER nur «eine kolossale Überschiebung» existierte, d. h. eine einzige grosse Schubmasse.

Heute liegt an der Lochseite der Sernifit der Glarner Verrucano-Bildungen als hier tiefstes Glied der helvetischen Hauptdecke auf Lochseitenkalk und Flysch. Dieser Sernifit entspricht dabei aber nur dem oberen Teil des Gesamt-Verrucano der Glarneralpen und ist, wie die Sernifit-Bildungen der Bergamaskeralpen, dem in sich mannigfaltigen Komplex des Grödener Sandsteins in Südtirol gleichzusetzen. Auch dieser liegt, wie der Glarner Sernifit und auch der Ilanzer Verrucano, einer mannigfaltigen «tieferen Verrucano-Serie» auf, in der, im Bozener Porphyrschild (twa, wie in Glarus im Kärpfgebiet, mächtige Eruptivkörper und Tuffe sich einstellen. Dass kürzlich von R. TRÜMPY und seinen Begleitern (s. pag. 516 dieses Berichtes) im Kärpfgebiet auch fossilführende marine Kalke entdeckt worden sind, vervollständigt die Parallelen mit den Permbildungen Südtirols weiterhin. Denn auch dort liegen diese einwandfrei marinen Bildungen immer unter dem Grödener Sandstein, im Hangenden der «Porphyrfornation» oder sogar in derselben (s. STAUB, Südalpen). Die Auftrennung der alpinen Permbildungen in das höhere «Grödener Niveau» und die tiefere «Porphyrfornation» ist übrigens noch viel allgemeiner (Lugano, ostalpine Decken, selbst Briançonnais - Gorges du Guil und Vanoise), doch finden sich «Sernifit»-Horizonte auch zwischen die Porphyrdecken eingeschaltet, zum Teil in ziemlich tiefem Niveau (Bozen).

Das dem Berichterstatter (R. STAUB) am darauf folgenden Tag abends in Linthal gezeigte Handstück unzweifelhaft marinen Kalkes aus der Verrucano-Serie des Kärpfgebietes erinnert übrigens ganz konkret an die entsprechenden Kalke in den oberen Collio-Schichten der Val di Non (Tregiovo), und die dadurch erneut illustrierte prinzipielle Gleichartigkeit der Permbildungen in Südtirol und in Glarus lässt weiterhin sogar eigentliche Querverbindungen zwischen diesen beiden Gebieten, im Sinne querverlaufender Gräben der Permzeit, vermuten, wie solche erst kürzlich vom Referenten erneut postuliert worden sind.

Der Lochseitenkalk wird heute als ein an der Basis der Verrucano-Massen mitgeschlepptes und verwalztes Paket von Schürflingen tieferer Deckenelemente subhelvetischer Stellung betrachtet (Calanda- und Griesstock-System). Die genauere Stellung und Beheimatung des basalen, mit dem Lochseitenkalk vielfach tektonisch verzahnten Flysches ist noch nicht eindeutig gesichert. Eindrucksvoll bleibt endlich die scharfe Schubfläche inmitten des Lochseitenkalkes, die auf an sich sekundäre Scherungserscheinungen innerhalb der steifen Kalkmassen bei deren Vorschub unter der Verrucano-Platte zurückgehen mag, heute aber den Hauptschnitt an der Basis der Glarner Überschiebung darstellt.

Nach einlässlicher Besichtigung verlässt die Exkursion diese klassische Stätte der Alpengeologie und begibt sich nach Schwanden zum wohlverdienten warmen Mittagessen.

Dienstag, 24. September, nachmittags:

Schwanden-Leglerhütte

Führung und Berichterstattung: RUDOLF TRÜMPY

Nach dem Mittagessen führen uns die Cars bis ins Kies, im Niederntal S Schwanden. Bei P. 637 sieht man eine schöne Falte im nordhelvetischen Flysch, höher oben verstürzten Verrucano. Der Talkessel des Kies bildet ein Fenster (oder Halbfenster) unter der Verrucano-Decke. In dieser fallen in der Steilwand des Schwirren senkrechte Bruchflächen auf, welche in der Verlängerung der Störungen des Glarner Mittellandes liegen. Es scheint sich um transportierte Brüche zu handeln, da die glatte Fläche der «Hauptüberschiebung» nirgends verstellt ist.

Die fast 600 m hohe Karstufe zwischen dem Kies und der Garichte wird mit der Schwebebahn, von zwei jungen Geologen zu Fuss, überwunden. Unterdessen hat der Regen wieder eingesetzt. Oben angekommen erkennt man die Gliederung des Verrucano im östlichen Freiberg. Der unterste, Steilabstürze bildende Teil besteht aus den düstervioletten Fanglomeraten des «Sernifites», der hier wie an der Lochseite der Gufelstock-Scholle der Glarner-Decke angehört. Darüber folgt eine zurückwitternde Serie von rotvioletten, sandigen Siltschiefern («Mattenschiefer»); sie wurden von OBERHOLZER bereits zur Mürtchen-Decke gerechnet, gehen aber durch stratigraphischen Übergang aus dem Sernifit hervor und stellen offenbar das jüngste Schichtglied des Glarner Verrucano dar. Erst die Eruptivserie, welche die Gipfel rings um die Niedernalp aufbaut, gehört zu einer höheren tektonischen Einheit, der Mürtchen-Decke s. l.¹⁾ Der Verrucano der Glarner-Decke fällt flacher gegen NW ein als die basale Überschiebung; er keilt deshalb unter dem Grat Kärpf-Bleitstöcke gegen SE aus.

Der gemächliche Aufstieg von der Garichte zur Niedernalp bietet Gelegenheit, den Sernifit anzuschlagen, der in diesem seinem stratigraphisch oberen Teil allerdings nicht mehr die schönen, groben Fanglomerate aufweist, wie etwa am Ausgang des Serniftales.

S der Oberstafelhütten besuchen wir die Kärpfbrücke, eine geologische Sehenswürdigkeit, die in den Alpen wohl einzig dasteht. Hier erscheinen Lochseitenkalk und Flysch abermals in einem Fenster unter dem Verrucano. Der Niedernbach fließt etwa 70 m weit in einem breiten Tunnel, dem wir trotz der starken Wasserführung folgen können, an der Grenze zwischen «Flysch» und Lochseitenkalk. Der unterliegende Flysch besteht aus knorrig-zerknitterten, feinsandigen

¹⁾ Die geologische Karte des Kantons Glarus verzeichnet einen Aufschluss von Trias zwischen Sernifit und Mattenschiefern im steilen versackten Waldhang S der Wart. Nach seinen Tagebüchern hat OBERHOLZER jedoch nur Sturzblöcke von Dolomit beobachtet.

Die hier wiedergegebenen Ansichten über Stratigraphie und Tektonik der Glarner Verrucanomassen beruhen z. T. auf Beobachtungen aus den Jahren 1939–1942 und sind als Arbeitshypothese zu verstehen. W. FISCH kommt heute zu abweichenden Auffassungen; so soll die Hauptmasse des Sernifites seitlich in den Plagioklasgneis übergehen und damit älter sein als die Eruptivserie. Obwohl auch diese Ansicht mit guten Argumenten vertreten werden kann, möchte der Verfasser vorderhand an seiner früheren Hypothese festhalten, unter anderem wegen des Vorkommens von karbonartigen Gesteinen in der Eruptivserie und wegen des massenhaften Auftretens von Keratophyr- und Spilitkomponenten im Sernifit.

Mergelschiefern, die wahrscheinlich den Blattengratschichten, d. h. der in einer frühen Phase abgeglittenen südhelvetischen Oberkreide-Eocaen-Serie, angehören. Der Lochseitenkalk ist hier viel mächtiger als an der Typuslokalität; er repräsentiert wohl vor allem Malmkalk, doch finden sich in seinem Dach, auf der Naturbrücke, auch gelbe Dolomite von triadischem Habitus. Die Grenze Lochseitenkalk Flysch ist intensiv verzahnt; man beobachtet einerseits nach S geschlossene liegende Synklinalscharniere von Kalk, anderseits dünne Schieferzüge, die nach N flach aufsteigend weit in den Kalk hineinziehen, ähnlich wie dies am Martinsloch oberhalb Elm der Fall ist. Die späthelvetische, rasch und unter relativ geringer Überlastung entstandene «Hauptüberschiebung» markiert sich auch hier durch eine ebene Schnittfläche innerhalb des Lochseitenkalkes, längs welcher das Gestein kakiritisiert, d. h. in eine tektonische Breccie umgewandelt ist. Um den Verschiebungsbetrag in dieser späten Phase befragt, äussert sich der Exkursionsleiter ausweichend; er würde ihn hier auf einige km schätzen²⁾.

Hier wenden wir uns gegen W und steigen, bei immer unfreundlicher werdendem Wetter, zur Kärpfhütte auf. N der Hütte konnte auf 1950 m Höhe die Überschiebung von oberstem «Plagioklasgneis» (M. BLUMENTHAL) der Mürtchen-Decke auf die rotviolettten Siltschiefer der Glarner-Decke gefunden werden. Auf der andern Talseite liegt sie am Fuss des Gipfelaufbaues der Bleitstöcke (G. C. AMSTUTZ, 1957); im übrigen muss ihr Verlauf im östlichen Freiberg, wo keine deckentrennende Trias mehr vorhanden ist, erst noch untersucht werden. Über dem «Plagioklasgneis», der das älteste Schichtglied des Glarner Verrucano darstellt und den der Berichterstatter mit dem Ilanzer Verrucano in Verbindung bringen möchte (was allerdings von L. WYSSLING, 1950, abgelehnt wird), folgen überall grüne Phyllite und alsdann der mächtige Eruptivkomplex. Dieser beginnt hier mit bunten, tuffitischen Schiefern, grünen Spiliten und Agglomeraten. In deren Dach stellt sich eine Serie von Quarzporphyrtuffen ein, mit welchen die merkwürdigen Sedimente der Sonnenberg-Serie (nom. nov., Typuslokalität siehe unten) vergesellschaftet sind.

Wir begeben uns nun zur Fossilfundstelle, welche der Exkursionsleiter am 1. August, bei der Rekognoszierung dieser Exkursion mit cand. petr. K. BÄCHTIGER, cand. geol. W. FISCH und cand. geol. F. FREY entdeckt hat. Sie liegt auf der Ostseite des Sonnenberg-Nordgrates, Koo. 726050/199750/2080 (zugleich Typuslokalität der Sonnenberg-Serie)³⁾. In Wechsellagerung mit Quarzporphyrtuffen (vielleicht Ignimbriten, wie auch AMSTUTZ vermutet) und Arkosen finden sich schwarze Tonschiefer, Kieselschiefer, grünliche, dolomitische Mergelschiefer, graue Glimmersandsteine, vereinzelte Dolomitlagen sowie als interessantestes Schichtglied ein ca. 1 m mächtiger Kalkhorizont. Es handelt sich um einen feinkörnigen, plattigen, in der Anwitterung blaugrauen, im Bruch tintenblauen, leicht kieseligen Kalk ohne erkennbare Beimengung detritischen Materials. Er enthält

²⁾ Es gibt in den Glarner Alpen nicht nur eine, sondern mehrere solcher spätalpinen Bewegungsbahnen, die sich durch ebenen Verlauf und Zertrümmerung ohne wesentliche Rekristallisation des Gesteins auszeichnen. Hierzu gehört u. a. die Überschiebung der Mürtchen-Decke im Albach E Netstal.

³⁾ Die Stelle wurde durch einen Steinmann markiert; ein weiterer Steinmann steht auf dem Grat, 90 m W 10° N des Fundpunktes.

massenhaft kleine Gastropoden, die sich auf mindestens zwei Arten verteilen, ferner zylindrische Körper, welche an Kalkalgen erinnern aber keine deutliche Struktur aufweisen. Unter dem Mikroskop erkennt man ausserdem Ostracoden und wenige Reste, die auf Grund ihrer verschwommenen Gitterstruktur Echinodermen-trümmer sein müssen. Damit ist der marine Charakter dieser Ablagerung erwiesen.

Leider lassen sich die Fossilien auch mit chemischen und physikalischen Kunstgriffen nicht aus dem Gestein präparieren. Es wird uns nur übrig bleiben, sie mittels Serienschliffen zu studieren, und es ist fraglich, ob dies überhaupt zu einem positiven Resultat führen wird. Vor allem muss die Sonnenberg-Serie systematisch verfolgt und auf Fossilien untersucht werden. Wir kennen sie vorläufig, immer etwa 120–150 m über dem Dach des Plagioklasgneises, vom Kammseeli, von der Sonnenbergfurkel, vom mittleren und nördlichen Bleitstock sowie vom Berglihorn; nach den Beobachtungen von W. FISCH, der den Verrucano östlich des Sernftals bearbeitet, scheint sie auch noch am Fuckenstock aufzutreten. Der Dolomit am mittleren Bleitstock, der mit grünen und schwarzgrauen Tonschiefern, Kalkschiefern und Quarzporphyrtuffen verknüpft ist, gehört ebenfalls hierher; er wurde von A. ROTHPLETZ und neuerdings wieder von G. C. AMSTUTZ (auch vom Berichterstatler 1947 anlässlich einer Exkursion mit AMSTUTZ) als triadisch angesehen.

Der Fossilhorizont ist stratigraphisch in den älteren Verrucano, den unteren Teil der Eruptivserie, eingeschaltet. Wir hoffen, dass die paläontologische Untersuchung einen Anhaltspunkt über sein Alter liefern wird. Das nächstgelegene marine Oberkarbon und Perm findet man in den östlichen Südalpen; es sei darauf hingewiesen, dass französische Autoren in den letzten Jahren die Existenz mariner Einschaltungen auch im Jungpaläozoikum der penninischen Westalpen vermutet haben.

Nachdem alle diesen ersten Aufschluss von marinem Paläozoikum in der Schweiz besichtigt und sich mit Handstücken eingedeckt haben, traversieren wir bei strömendem Regen und stürmischem Westwind die Westflanke des Sonnenbergs. Erstaunlicherweise entschliesst sich mehr als die Hälfte der Teilnehmer trotz dem abscheulichen Wetter noch zum Umweg über das Kammseeli, während die übrigen direkt zur Hütte aufsteigen.

An den Felsköpfen oberhalb des Kammseeli (Koo. 725350 / 199100 / 2110) stehen unter «Quarzporphyroiden»⁴⁾ schwarze, kohlige Tonschiefer, gebänderte Glimmersandsteine und graue Konglomerate an. Die Stelle ist auch in G. C. AMSTUTZ' Arbeiten (1954, 1957) beschrieben. Besonders interessant sind die Konglomerate, welche gut gerundete Gerölle verschiedenartiger Gesteine, darunter auch viel Granite, enthalten; sie sind völlig anders geartet als die bunten Fanglomerate des Sernifits, mit ihren schlecht gerundeten, schlecht sortierten, aber herkunftsmässig viel homogenen Komponenten. Die Konglomerate vom Kammseeli wurden schon von ARNOLD ESCHER, dem Entdecker dieser Lokalität, 1866 zu Recht mit den Vallorcinegesteinen verglichen. Die begleitenden rhythmisch gebänderten Sandsteine und Schiefer gleichen durchaus jenen des autochthonen Oberkarbon,

⁴⁾ Mit diesem gewollt unpräzisen Namen bezeichnen wir im Feld Gesteine, welche Arkosen, Tuffite, Tuffe, Ignimbrite oder auch echte Ergüsse sein können; nur der Dünnschliff – und oft nicht einmal dieser – erlaubt die Unterscheidung.

was auch verschiedene Exkursionsteilnehmer (H. JÄCKLI, W. NABHOLZ, E. WENK) bestätigen. Die Sedimente verraten einen Transport in fließendem Wasser und eine Ablagerung unter reduzierenden Bedingungen, ganz im Gegensatz zu den gewöhnlichen Verrucano-Gesteinen. Diese humide Phase fiel in die Zeit nach dem Beginn der vulkanischen Tätigkeit, d. h. nach der Bildung der untersten Spilit- und Spilituff-Lagen. Im selben Horizont, welcher wenig unter dem marinen Niveau des Sonnenberg-Nordgrates liegt, fand G. C. AMSTUTZ am Berglihorn *Calamites* cf. *suckowi*. Weitere Fossilfunde werden hoffentlich die Entscheidung bringen, ob die sedimentär-vulkanische Fazies des «Verrucano» bereits im Oberkarbon einsetze oder ob die auffallend «Karbon»-artigen Einlagerungen auf eine Rekurrenz humiden Klimas während der Unterpermzeit zurückzuführen seien.

Bei Nachteinbruch treffen wir uns wieder alle in der Leglerhütte des SAC, entledigen uns der durchnässten Kleider und setzen uns mehr oder weniger malerisch drapiert zum ausgezeichneten Risotto nieder, den uns die freundliche Frau Hüttenwart MARTI und unser Träger MADUZ⁵⁾ zubereitet haben. In vorausblickender Weise hat die Sektion Tödi für einen qualitativ und quantitativ wohlgefüllten Keller gesorgt. Es entwickelt sich ein sehr gemütlicher Hüttenabend, mit edlem Sängernetzstreit der Basler und Zürcher Studenten.

Mittwoch, 25. September 1957

Leglerhütte-Saasberg-Linthal

Führung und Berichterstattung: RUDOLF TRÜMPY

Am Morgen liegt die Hütte im Nebel, doch hat wenigstens der Regen aufgehört. Auf die vorgesehene Besteigung des Hahnenstocks wird verzichtet, da die Aussicht sehr beschränkt ist. Der Exkursionsleiter gibt zunächst vom Hüttenfelsen aus einen Überblick über den westlichen Freiberg und das wenige, was die treibenden Wolken vom Glärnisch erkennen lassen.

Alsdann steigen wir zum Milchspülersee ab. An den Ufern dieses intensiv weissgrün gefärbten Bergsees finden sich sehr instruktive Aufschlüsse in der Eruptivserie des älteren Verrucano der Mürtschen-Decke s. l., an denen die (grossteils tuffitischen) Sedimente, die Quarzporphyre mit ihren Tuffen sowie grüne und violette Spilite, z. T. mit Mandelsteintextur, studiert werden können. Recht merkwürdig sind die Kontaktverhältnisse. Für die Beschreibung verweisen wir auf die Arbeit von G. C. AMSTUTZ (1954). Nach eingehender Beklopfung und Diskussion dieser z. T. in ihrer Entstehung noch umstrittenen Gesteine wandern wir südwärts und steigen durch eine Bruchrinne ab, längs welcher weitere Spilitlager gut zugänglich sind. Unter dem heute recht eindrucklichen Wasserfall des Kühtalbaches durchquerend erreichen wir die glazial geschliffene Hochweide der Kühtaler Matt.

Hier stehen wir wieder an der Überschiebung der Mürtschen-Decke s. l. auf die tiefere Glarner-Decke s. l. Die älteren Schichtglieder des Mürtschen-Verrucano bleiben gegen W zurück, so dass am Westgrat des Hahnenstocks die karbonatreichen Tuffitschiefer der «Bunten Serie», welche stratigraphisch über der hetero-

⁵⁾ Ein Ur-Urenkel von ALBERT HELMS langjährigem Begleiter, der u. a. Zeuge des epischen Streits mit VACEK auf der Wichlenmatt war.

genen (basischen und sauren) Eruptivserie des Milchpüsersees und unter den Quarzporphyren des Unterkärpf und Kleinkärpf liegen, in Kontakt mit der Glarner-Decke treten (AMSTUTZ, 1957). An der Siwellen, NW der Leglerhütte, dürfte der von AMSTUTZ entdeckte Triasquarzit die Überschiebungsfläche markieren. Der Verrucano der Glarner-Decke besteht hier aus siltig-sandigem oberem Sernifit bis Mattenschiefern, also aus den jüngsten vortriadischen (bis eventuell untertriadischen) Schichtgliedern. Das stratigraphische Äquivalent des Sernifits wäre in der Mürtchen-Decke erst das rote «Gipfelkonglomerat», welches am Grosskärpf über den jüngsten Quarzporphyren bzw. dem merkwürdigen «Keratophyr» des Hahnenstocks liegt. Im Sinne einer schon von J. CADISCH vorgeschlagenen Arbeitshypothese ist es nicht abwegig, den Sernifit mit dem Oberrotliegenden (Verrucano s. str. der Bergamasker Alpen), die Eruptivserie und die damit verknüpften Schiefer mit dem Unterrotliegenden (Collio der Bergamasker Alpen) zu vergleichen.

Gegen SW wandernd erreichen wir das Fenster der oberen Kühltaler Matt, wo wie an der Kärpfbrücke und bei der Alp Kühtal Lochseitenkalk und «Wildflysch» (tektonisierte Blattengratschichten oder Sardonafliesch?) unter dem Verrucano zu Tage treten. Der Lochseitenkalk besteht hier aus verwalztem Malmkalk und damit verketetem Rötidolomit im Dach. Der scharfe Schnitt der späten «Hauptüberschiebung» existiert an dieser Stelle nicht; H. HUBER macht auch auf eine kleine Verwerfung aufmerksam, welche den Lochseitenkalk versetzt. Die (oder eine) «Hauptüberschiebung» müsste höher oben, unter der Klippe von Quarzporphyr der Mürtchen-Decke, welche den Gipfel des Bützistocks bildet, gesucht werden. Die obere Kühltaler Matt ist ein Bassin fermé; der vom Hahnenstock herabfließende Bach verschwindet, sobald er den klüftigen Lochseitenkalk erreicht und tritt erst 1 km NW an der Überschiebungsfläche wieder zu Tage.

Der nächste Halt gilt einem Triasaufschluss in der Ostflanke des Bützistocks (Koo. 723150 / 197350 / 2250). Die Trias der Glarner-Decke (geringmächtiger Melsersandstein, sandig-dolomitische Dunkelzugschichten, Rötidolomit und Quartenschiefer) bildet hier eine nach E geschlossene Synklinale im Verrucano; die Faltenachsen der Glarner-Decke streichen allgemein NNE bis fast N. Im Rötidolomit und im Melsersandstein des Verkehrtshenkels, also in einem basischen und in einem extrem sauren Gestein, sieht man eine kleine, aber recht hübsche Kupfererzlagerstätte. Längs einer komplexen Kluftzone finden sich zahlreiche, dünne Trümer von Fahlerz neben Chalcopyrit, Bornit usw.; die reichlichen Karbonate Azurit und Malachit ergeben überaus farbenprächtige Stufen. Diese Fahlerzparagenese ist in den helvetischen und penninischen Westalpen weit verbreitet; sie findet sich nur im Altkristallin, im Verrucano (Mürtchenalp, Andiastr) und in der unteren bis mittleren Trias, nie aber in jurassischen oder jüngeren Gesteinen. Aus diesem Grund möchte sie der Exkursionsleiter auf eine hydrothermale Phase triadischen Alters zurückführen. Allerdings kommen Spuren von Kupfererzen auch oft im Zusammenhang mit den basischen Eruptiva des Verrucano vor (G. C. AMSTUTZ, 1950), so dass man eventuell an eine Remobilisierung dieses primären Kupfers zur Triaszeit denken könnte⁶⁾.

⁶⁾ K. BÄCHTIGER (min.-petr. Institut Zürich) führt z. Zt. Untersuchungen über die Kupfererze der Glarner Alpen durch.

Wir queren die Ostflanke des Bützistocks und können dabei die Quarzporphyre aus der Mürtischen-Decke studieren. In den banalen, möglicherweise ignimbrischen Varietäten, welche die Hauptmasse der sauren Vulkanite des Freibergs ausmachen, konstatiert man 10-20 cm mächtige Lagen von ausnahmsweise typischem Quarzporphyr, mit idiomorphen, rosafarbigem Feldspateinsprenglingen. Für die Mittagsrast suchen wir Schutz unter einigen grossen Blöcken, da unterdessen wieder ein feiner Regen eingesetzt hat, der aber diesmal glücklicherweise nicht von Dauer ist.

Der Nachmittag gilt zunächst dem Studium der Glarner-Decke am Saasberg. Unter der Mürtischen-Decke liegt eine erste Verkehrtserie von Verrucano bis Malm; infolge der intensiven Lamination sind die primär schon geringmächtigen Trias- und Doggersedimente weiterhin reduziert. Eine Bank von grobem, dolomitischem Sandstein nahe der stratigraphischen Obergrenze der Quartenschiefer, welche OBERHOLZER als einen möglichen Vertreter des Lias im nordhelvetischen Raum betrachtete, gehört wohl noch in die Trias, da darüber (topographisch darunter) nochmals rote Schiefer auftreten⁷⁾. Der Eisenoolith des Callovian⁸⁾ enthält schöne mechanisch deformierte Ooide. Jenseits einer liegenden Mulde von Malmkalken treten wir in die Doggerantiklinale der Bützi ein. Sie ist intensiv verschuppt; bei Koo. 722650 / 197700 / 2170 konstatieren wir von unten nach oben die Abfolge: 1. Schiltkalk (Argovian), 2. Quintnerkalk (mittlerer Malm), 3. «Opalinusschiefer» (Aalenian), 4. Echinodermenbreccie (Bajocian), 5. Opalinusschiefer, 6. Echinodermenbreccie, 7. Blegioolith (Callovian), 8. Echinodermenbreccie, 9. Blegioolith, 10. Schiltkalk, 11. Quintnerkalk. Beim weiteren Abstieg über die Bützi fällt uns die sehr kräftige mechanische Deformation der Malmkalke auf; die Gesteine sind laminiert und in der Achsenrichtung (NNE) lineargestreckt. Sie zerfallen in parallelepipedische Stücke, oft mit merkwürdigen konzentrischen Verwitterungserscheinungen. Die Deformation scheint, mindestens in ihrer späteren Phase, unter relativ geringer Belastung erfolgt zu sein. Auffallend ist auch hier der Unterschied in der Gesteinsbeanspruchung über und unter den spätalpinen Bewegungsbahnen.

Beim Betreten der Weidefläche des Saasberges erfreut uns der Anblick eines etwa 60köpfigen Gemsrudels, was uns in eindrucklicher Weise den Wildreichtum des Freibergs, dieses ältesten Schongebietes der Schweiz, vor Augen führt. Wir queren zunächst eine stark ausgewalzte, verkehrtliegende Kreideserie, in der alle Schichten von Öhrlikalk bis Seewerkalk erkennbar sind. Oberhalb der Saasberghütte steht glaukonitischer Kalksandstein des Lutetian mit *Assilina exponens* an; darunter folgt die tiefste, normalliegende Malm-Kreide-Platte der Glarner-Decke (Schilt-Scholle?), welche sich über das Linthtal hinweg in die Wände unter Frittern und Braunwald fortsetzt und dort, wenig im Berginnern, stirbt.

Von den Saasberghütten aus versucht der Berichterstatter mit sehr bescheidenem Erfolg die rudimentäre Aussicht zwischen den Nebelfetzen zu erläutern. Immerhin vermag man den Faltenbau der Ortstockgruppe wahrzunehmen, an welchem nur Malmkalke und Zementsteinschichten beteiligt sind. Die jüngeren Kreide-

⁷⁾ Dieselbe Schicht existiert auch in der Gufelstock-Scholle E der Linth (Roterd am Schilt).

⁸⁾ Die Endung des Stufennamens im deutschen Sprachgebrauch ist durch den internationalen Geologenkongress (1881) in Bologna in der hier (und früher namentlich von CH. MAYER-EYMAR) verwendeten Form festgelegt worden. Gegen die in der deutschsprachigen Schweiz seit RENEVIER übliche französische Form ist natürlich nichts einzuwenden, wohl aber gegen die oft hässlichen Abkürzungen (Bajoc, Lud) und vor allem gegen die küchenlateinische Endung -ium.

glieder sind in diesem südlichen Abschnitt der Axen-Decke abgeschert und liegen in Form der Bächistock-Decke und der Silber-Decken der mit ihrer Unterlage solidarisch gebliebenen Kreide der nördlichen Axen-Decke auf. Dieses verschiedene tektonische Verhalten der Axen-Kreide ist wohl grossenteils stratigraphisch-faziell bedingt (Vermergelung des Valanginian s. l. gegen S).

Der Alpweg zum Hälsli, der streckenweise einer Verwerfung mit etwa 20 m Sprunghöhe folgt, bietet uns ein gutes Profil durch die normale Kreideserie der Saasberg-Platte, mindestens vom Seewerkalk bis zum Valanginian-Kalk; darunter werden die Verhältnisse etwas unklar. Die Basis besteht aus Korallenkalk des oberen Malm, der zuunterst mylonitisiert ist und gegen SE in den Lochseitenkalk der Kühntaler Matt und des Kalkstöckli übergeht.

Beim Hälsli betrachten wir schlechte Aufschlüsse von «Wildflysch», der hier ein bloss 50–70 m mächtiges Band zwischen dem nordhelvetischen Flysch und der Glarner-Decke bildet. Die Sachkundigen (W. BRÜCKNER und F. FREY) erhalten den Eindruck, dass sowohl Sardona-flysch (oben) als auch Blattengratschichten vertreten seien; doch stehen mikropaläontologische Untersuchungen an diesen spärlichen «Wildflysch»-Resten des nördlichen Freiberges noch aus. Wenig SE des Hälsli stehen bereits die Dachschiefer und Sandsteine des nordhelvetischen Flyschs an.

Wir wählen den Abstieg durch das Diestal, da er bequemer ist als diejenigen nach Rüti oder Linthal. Geologisch bietet er wenig Interessantes, denn er führt über Bergsturz, Sackung und Moräne. Von einem Standpunkt über der untersten Talstufe aus können bei leicht aufhellendem Wetter die tieferen Hänge der Glärnischgruppe gezeigt werden, mit nordhelvetischem Flysch, Glarner-Decke, nach SW auskeilender Mürtchen-Decke und dem Faltenbau im Lias der Axen-Decke (R. TRÜMPY, 1949).

Der letzte Teil des Abstieges zeigt uns noch recht gute Aufschlüsse in der Dachschiefer-Aldorfersandstein-Gruppe (Sannoisian) des nordhelvetischen Flyschs, so besonders Koo. 721 100 / 200350 / 690. An dieser Stelle kommt man auf Grund des Graded Bedding – eines in diesen Flyschbildungen sehr zuverlässigen Merkmals – zum Schluss, dass die Schichten verkehrt liegen müssen. Geht man einige Schritte auf dem Weg abwärts, so erkennt man, dass dies effektiv der Fall ist: die Bänke gehören dem Hangendschenkel einer schönen Synklinalfalte an.

Schon um 17 Uhr sind wir in Betschwanden und nehmen den Zug nach Linthal, wo die Teilnehmer reichlich Zeit haben, sich zu retablieren und sich auf die abendliche Feier vorzubereiten.

LITERATUR (Schwanden–Linthal)

- AMSTUTZ, G. C. (1948): *Pflanzenreste im Verrucano des Glarner Freiberges*. Verh. schweiz. naturf. Ges., St. Gallen.
- (1950): *Kupfererze in den spilithischen Laven des Glarner Verrucano*. Schweiz. min.-petr. Mitt., 30.
- (1954): *Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges*. Publ. Vulkaninstitut I. Friedländer, 5.
- (1957): *Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges*. Eclogae geol. Helv., 50/1.
- ESCHER, A. (1866): *Über die Geologie des Kantons Glarus, namentlich über die Verhältnisse am Panixerpass*. Verh. schweiz. naturf. Ges., Neuchâtel.

- HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe*. Basel.
- (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Rous und Rhein*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 25. Lfg.
- HEBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF), 76. Lfg., II.
- MILCH, L. (1892-96): *Beiträge zur Kenntnis des Verrucano*. Leipzig.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarner Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF), 28 Lfg.
- ROTHPLETZ, A. (1894): *Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen, nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte*. Stuttgart.
- SCHINDLER, C. (1958 ?): *Geologische Untersuchungen am Glärnisch*. Im Druck.
- STAUB, R. (1954): *Der Bau der Glarneralpen*. Glarus.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges., 79, 1.
- WYSSLING, L. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Zürich.

Bericht über die Feier des 75jährigen Bestehens der Gesellschaft

VON ERNST RITTER

Unsere Gesellschaft veranstaltete am 25. September 1957 an ihrem Gründungsort Linthal eine bescheidene Feier zum Gedenken ihres 75jährigen Bestehens. Sie vereinigte an die 60 Mitglieder, Damen und Gäste des In- und Auslandes und wurde als Zwischenakt, im Rahmen einer viertägigen Exkursion in die Glarner- und Urneralpen, durchgeführt (siehe Exkursionsbericht). An einem gemeinsamen Nachtessen im festlich geschmückten Saal des Hotels Adler hielt der Präsident seine Begrüssungsansprache und hiess die zahlreich erschienen Gäste herzlich willkommen, indem er ihnen den Dank des Vorstandes bekundete mit dem Hinweis auf die dadurch zum Ausdruck gebrachte Verbundenheit bei der Behandlung gemeinsam interessierender Aufgaben und Probleme (s. a. Präsidialadresse in *Eclogae Geologicae Helvetiae* Vol. 50, Nr. 1). Anschliessend verwies er u. a. auf die erfreuliche Entwicklung der Gesellschaft seit ihrer Gründung und während einer Zeitperiode, welche mit der vor 75 Jahren erfolgten Eröffnung des Gotthardtunnel einen bescheidenen Anfang nahm und durch die grossen Tunnelbauten in den Alpen und im Jura, sowie durch die zum Teil heute noch im Bau begriffenen Stollenanlagen für die Errichtung von Elektrizitätswerken gekennzeichnet ist, an deren Begutachtung und Planung viele unserer Mitglieder wissenschaftlich-praktischen Anteil zu verzeichnen haben. Bezugnehmend auf den Kanton Glarus, gedachte er der wissenschaftlichen Leistungen und Verdienste verstorbener Glarner Geologen an der Erforschung der Alpen, eines ALB. HEIM und J. OBERHOLZER u. a. Mit Worten dankbarer Anerkennung würdigte er die Tätigkeit und den selbstlosen Einsatz der Alt-Präsidenten E. RENEVIER, A. BALTZER, H. SCHARDT, M. LUGEON, P. BECK, L. M. COLLET, J. TERCIER, L. VONDERSCHMITT und ED. PARÉJAS bei der Leitung der Gesellschaft, sowie der Redaktoren unserer Zeitschrift. Mit Namensaufruf begrüsst er die zahlreich anwesenden seit 1956 eingetretenen Mitglieder und

entbot abschliessend der Gesellschaft die besten Wünsche für ein weiteres Blühen und Gedeihen. Aus dem Kreise der Gäste verdankte Prof. J. DE BEAUMONT, Zentralpräsident der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, die Einladung zur Gedenkfeier. Er überbrachte die Grüsse und Glückwünsche der Gesellschaft, denen er mit welschem Charme persönliche Erinnerungen an seine ersten Beziehungen zur Geologie folgen liess. Mit einem generös gestifteten «gehaltvollen» Beitrag aus den Kellerbeständen des Hotels Adler schloss er die mit grossem Beifall aufgenommene Ansprache. Ihr folgten Gratulationen der Vizepräsidenten der Schweizerischen Mineralogisch-Petrographischen, sowie der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft als verwandter Fachorganisationen, und des Beauftragten der Geologischen Gesellschaft Zürich. Gemeindepräsident J. STÜSSI, Linthal, sprach von den Freuden und Sorgen seiner Gemeinde und fand sympathische Worte für die Geologen als Helfer am Kilchenstock mit seiner labilen Bergsturzgefahr wie auch als Berater für das Stauseeprojekt Limmernboden. In seiner Eigenschaft als Besitzer des Hotels Adler tat er sein Bestes zum guten Gelingen der abendlichen Veranstaltung. Als ausgezeichnete Kenner der Geschichte der geologischen Forschung in der Schweiz sprach Prof. R. STAUB über die Vorgeschichte der Gründung der Gesellschaft, die aus dem 1877 in Bex ins Leben gerufenen «Feldgeologenverein» hervorging, der sich am 10. September 1882 in Schwanden auflöste und am darauffolgenden Tag, am 11. September 1882, zur Konstituierung und offiziellen Gründung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Bad Stachelberg bei Linthal führte. Mit Worten der Anerkennung und des Dankes gedachte der Sprecher ihrer Förderer und Gründer, deren damaliger Bestand 69 Mitglieder zählte (Bestand am 25. September 1957: 570 Mitglieder). Verschiedene Darbietungen, eine Basler Schnitzelbank und eine pointierte Zürcher Produktion, trugen das ihrige bei zu einer angeregt-fröhlichen Stimmung an der einfachen Feier, die bis in die ersten Morgenstunden dauerte und das ausgesprochen schlechte Wetter der vorangegangenen Exkursionstage vergessen liess.

Donnerstag, 26. September 1957

Linthal-Klausenpass-Flüelen

Führung: R. STAUB und R. TRÜMPY bis Urnerboden, W. BRÜCKNER vom Urnerboden bis Flüelen. Berichterstattung: WERNER D. BRÜCKNER.

Geologische Karten: Für die Ostseite des Klausenpasses: J. OBERHOLZER, 1942; für die Westseite: W. STAUB, 1911, und W. BRÜCKNER, 1943, Taf. 1.

Als die Autocars am Morgen des 26. September von Linthal in Richtung Klausenpass abfuhren, hatte erneut Regenwetter eingesetzt. Glücklicherweise gab es in der Folge einige Aufhellungen, doch blieben die Gipfel der Berge fast gänzlich in den Wolken verborgen, und zeitweise steckten auch die Exkursionsteilnehmer selbst im Nebel. Dies beeinträchtigte natürlich die Übersicht über die grossen geologischen Zusammenhänge sehr, und auch das Studium der einzelnen Aufschlüsse litt unter Nässe der Felsen und schlechter Beleuchtung.

Der erste Halt¹⁾ wurde bei den Galerien der Klausenstrasse im Steilhang wenig oberhalb Linthal gemacht, um die Gesteine des nordhelvetischen Flysch – gebankte, grünlichgraue Sandsteine und schwarze, glimmerführende Dachschiefer – anzuschlagen. Petrographisch betrachtet handelt es sich hier um die Übergangszone von den Taveyannaz- zu den Altdorfer-Sandsteinen; nach der vom Verfasser (1937, p. 151) für das Obere Schächental aufgestellten Gliederung der nordhelvetischen Flyschserie ist diese Partie jedoch bereits den Unteren Altdorfer-Sandsteinen zuzuzählen.

Die mächtigen Massen des nordhelvetischen Flyschs überlagern weiter südlich im Linthtal die Falten und Schuppen der autochthonen Malm-Kreide-Eocaen-Serie, deren nördlichster Teil – unter der Baumgarten Alp – eben noch durch den Regenvorhang zu erkennen war.

Nach den nächsten zwei Kehren erreicht die Klausenstrasse sanfter geböschtes Gelände, das in seinem tieferen Teil der Zone des «eingewickelten» Flyschs – hier in «Blattengrat-Fazies» – entspricht. Wenig höher tauchen einzelne Quintnerkalk-Aufschlüsse im Gelände auf, die bereits der Griesstock-Decke angehören. Die glatte Rutschfläche zwischen dem Blattengrat-Flysch und dem Malmkalk der Griesstock-Decke wurde bei einem Abstecher von der Bergli-Kehre der Strasse zum «Berglistüber» des Fätschbaches ausgiebig bewundert.

Infolge des Regens liessen sich bei der Weiterfahrt zum Urnerboden kaum irgendwelche geologischen Beobachtungen machen. Die Steilstufe unter der Nussbühl-Terrasse, welche die Malm-Kreide-Eocaen-Serie der Glarner-Decke umfasst blieb unsichtbar, und man konnte nur zwei Aufschlüsse zerquetschter Globigerinenmergel der Zone zwischen Griesstock- und Glarner-Decke rechts neben der Strasse erblicken, den ersten im tiefen Bachgraben östlich der Frittern Alp, den zweiten etwa 1,5 km weiter westlich.

Der nächste Halt fand beim Stauwehr des Fätschbachwerkes der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG. am Ausgang des Urnerbodens statt. Die kleine Mauer stützt sich rechts auf zerklüfteten Malmkalk der Griesstock-Decke, links auf eine Sackungsmasse aus Liasgesteinen der Axen-Decke. Um nicht in diese Sackung einfahren zu müssen, wird das Wasser auf der rechten Seite entnommen und weiter unten, wo am linken Hang, wie eben erwähnt, Globigerinenmergel anstehen, in einem Siphon unter der Strasse durchgeführt. Der Eintritt des Stollens in die Überschiebungsfläche der Axen-Decke stimmte mit der geologischen Prognose (Gutachten STAUB/LEUPOLD) recht genau überein.

Wenig oberhalb des künstlichen Stauweihers und bereits auf Urner Kantonsgebiet liegt ein natürlicher Stausee, der durch Murgänge von der nördlichen Talflanke erst vor einigen Jahren entstanden ist.

Durch den ganzen Urnerboden bleibt sich die geologische Situation gleich: Der südliche Talhang besteht aus nordfallendem Quintnerkalk der Griesstock-Decke, und der nördliche Talhang enthält die Schichtserie der Axen-Decke, gegliedert in eine untere Wandstufe, die dem Lias angehört, in einen sanfter ge-

¹⁾ Der Leser sei für den ersten Teil dieses Exkursionstages speziell auf die Darstellungen von J. OBERHOLZER (1933, Atlas, Taf. 18, Fig. 3) und von R. HELBLING (1948, Taf. 6) hingewiesen.

böschten Dogger-Schiltschichten-Streifen und in die Malmwände der Gipfelzone (Ortstock-Jägerstöcke Leckistock-Glatten). Im Lias liessen sich zwei schöne liegende Falten zeigen (siehe J. OBERHOLZER, 1933, Atlas, Taf. 17, Fig. 5), die Doppelung der Malmserie²⁾ war indessen nur für kurze Augenblicke sichtbar. Die Zone zwischen den beiden Decken ist auf der ganzen Länge des Urnerbodens durch Schuttmassen verhüllt, die von der nördlichen Talseite herabsteigend den Fätschbach an den südlichen Rand des Talbodens gedrängt haben. Die zentrale Siedlung im Urnerboden mit dem Kirchlein liegt auf einem Lias-Bergsturzriegel.

Bei Waldhütte - am Westende des Urnerbodens - stieg die Exkursionsgesellschaft aus, um südlich des Fätschbaches eine verkehrt unter dem Griesstock-Malm liegende, ausgewalzte Kreide-Tertiär-Lamelle zu studieren. Drusbergschichten, Schrattenkalk, Albien-Gault, Seewerkalk, Nummulitenschichten, Globigerinenmergel und Taveyannazsandstein mit Dachschiefen treten hier auf. Globigerinenmergel sowie Dachschiefer schliessen mehr oder weniger dicht gepackte, teilweise relativ gut gerollte Gesteinsfragmente ein, deren Herkunft in Kreide und Eocaen der näheren Umgebung zu suchen ist; ihre Hauptmasse stammt aus dem Schrattenkalk (W. BRÜCKNER, 1945, p. 318). Die verkehrte Lamelle lässt sich von Waldhütte südwestwärts bis zur Nordostecke der Klus verfolgen. Wegen ihres Taveyannazsandsteins gehört sie faziell mit der Griesstock-Decke zusammen, ist aber östlich des Klausenpasses das einzige Kreide-Tertiär-Vorkommen in dieser Decke, die sonst nur aus Malmkalken besteht. Dies kann man auf alte Erosion nach Ablagerung der Taveyannazsandsteine zurückführen; tektonische Abscherung hat höchstens modifizierend mitgewirkt (W. BRÜCKNER, 1937, pp. 165-167).

R. TRÜMPY ergriff die Gelegenheit, um auf den tektonischen Bau des Lias-Stockwerkes der Axen-Decke hinzuweisen. Die beiden oben erwähnten schönen Falten von Firnen und Zingel zeigen stark disharmonische Struktur, indem die semikompetente Prodkamm-Serie intensiv gefaltet ist, während die massigeren Sandkalke der Spitzmeilen- und Sexmor-Serie in einheitlichem Schwung herumliegen. Gut ist die stratigraphische Reduktion gegen S oberhalb des Klausenpasses zu erkennen, welche die merkwürdigen palaeogeographischen Verhältnisse des Glarner Lias (antithetische Flexurschollentreppe, R. TRÜMPY, 1949) illustriert.

Weitere Halte wurden oberhalb Jägerbalm und in der vom Griesstock-Malmkalk umrahmten Klus eingeschaltet, um die untere Grenzfläche der Griesstock-Decke mit ihren kleineren und grösseren Sekundärfalten zu zeigen und um die Flyschauflüsse im Liegenden der Decke zu erläutern. Es treten hier zur Hauptsache Mergel des Blattengrat-Flysches auf. Sie enthalten ein zerrissenes und ausgewalztes Band von Nummulitenschichten in Blattengrat-Fazies und umschliessen auch einige Pakete von Taveyannazsandstein, die aus dem autochthonen Flyschmantel abgerissen und hierher geschleppt worden sind.

²⁾ R. HELBLING (1948, Taf. 6) gibt in den Aufrissen der Ortstock-Kette in den Gipfeln der Jägerstöcke und des Leckistockes «Malmbreccie» und «Korallenkalk» an. Diese beiden für das ordhelvetische Faziesgebiet charakteristischen Schichtglieder des Oberen Malms sind jedoch hier, im Mittelhelvetikum, nicht mehr typisch entwickelt. Man darf die genannten Gipfelpartien daher nur zeitlich, nicht faziell, diesen beiden Schichten gleichsetzen.

Für Augenblicke war auch das Hangende der Griesstock-Decke in der Claridenkette sichtbar: die «Verschürften Kreide Eocaen-Massen der Claridenkette» und im Gipfelgebiet des Claridenstockes – das Ostende der Kammlistock-Decke s. str. Die Heimat der «Verschürften Massen» dürfte nach neueren Untersuchungen in der Zone zwischen Griesstock-Glarner-Decke einerseits und Kammlistock-Decke s. str. andererseits liegen und nicht, wie früher angenommen (W. BRÜCKNER 1943, p. 19), im südlichen Teil der letzteren. Die «Verschürften Massen» können somit als eine Splitterzone zwischen der autochthon-parautochthonen Region im weiteren Sinne und der helvetischen Hauptdecke aufgefasst werden³). Schliesslich war in der Wand zwischen Claridenstock und Böcktschöngel auch ein Fenster autochthoner Taveyannazsandsteine erkennbar, direkt umrahmt von den «Verschürften Massen», da die Griesstock-Decke in dieser südlicheren Zone bis auf wenige kleine Linsen ausgequetscht ist.

Um 12 Uhr erreichte man die Passhöhe des Klausen. Hier wurden zunächst die Trias-Gesteine der Axen-Decke – Rauhwacke, mit Partien kompakten Dolomits, und Quartarschiefer mit roten und weissen Sandstein-Einlagerungen – angeschlagen. Dann machte man einen Abstecher ins Gelände südwestlich des Passes, wo zuerst eine zwischen Rauhwacke und Lochseitenkalk tektonisch eingeschaltete dünne Lias-Schuppe durchquert und dann eine kleine Partie der hier sehr stark zerquetschten «Verschürften Massen der Claridenkette» begangen wurde. Zu Beginn sah man kleine Fetzen von Seewerkalk und Nummulitenschichten in Globigerinenmergeln schwimmen, und etwas höher folgte eine besser zusammenhängende Kreide Eocaen-Lamelle mit Schrattenkalk, Albien-Gault, Seewerkalk und Nummulitenschichten.

Inzwischen hatten sich erneut Nebeltreiben und Regen eingestellt, und so war der Mittagshalt im westlich des Passes gelegenen Hotel Klausenpasshöhe allen Exkursions-Mitgliedern willkommen. Hier widmete Herr Dr. E. RITTER im Namen der Teilnehmer den Exkursionsleitern Worte des Dankes, und Herr Prof. R. TRÜMPY hob die Arbeit der mit der technischen Organisation betrauten jungen Geologen hervor.

Der Aufbruch aus dem gastlichen Hause hinaus in die feuchte Nebelluft fiel nicht leicht. Zunächst erlaubte ein kurzer Lichtblick, das Flyschfenster von Niemerstafel Alp westlich des Klausenpasses zu sehen. Hier ist die Griesstock-Decke, wie in der Klus weiter östlich, von Blattengrat-Flysch mit Fetzen von Taveyannazsandstein unterlagert; auch treten hier dem Kontakt entlang, wie bei Waldhütte, einige Fetzen verkehrter Kreide und ober-eocaener brecciöser Konglomerate auf (W. BRÜCKNER, 1937, pp. 148–149; 1945, p. 318). An der Balmwand jedoch, nur etwa 1,5 km weiter westlich, liegt die Untergrenze der Griesstock-Decke in der streichenden Fortsetzung des Fensters von Niemerstafel mehrere hundert Meter tiefer. Dies beruht darauf, dass sich zwischen den beiden Aufschlüssen Stirn- und Rückenteil der Griesstock-Decke zusammenschliessen. Von

³) Dass die Kammlistock-Decke s. str. der Unteren Urirotstock-Falte (mit der Kleintalserie von H. ANDEREGG, 1940) westlich vom Urnersee entspricht und damit zur helvetischen Hauptdecke gehört, kann man heute – entgegen einigen auf der Exkursion geäusserten Zweifeln – als gesichert ansehen (W. BRÜCKNER, 1943, p. 35; NB.: In dieser Arbeit wurde die «Kleintalserie» irrtümlicherweise als «Gitschenserie» bezeichnet).

Niemerstafel an ostwärts bis zum Linthtal ist im Gebiet der Klausenroute nur der Rückenteil der Decke vorhanden, während ihr nordwärts verschleppter Stirnteil zunächst unter der helvetischen Hauptdecke begraben ist und dann in der Wagetenkette am Alpenrand wiedererscheint (über die Zertrümmerung der Griesstock-Decke vgl. W. BRÜCKNER, 1943, pp. 17 und 33–34).

Die Autocars brachten nun die Gesellschaft abwärts zum Westrande der Unteren Balm Alp, von wo man in strömendem Regen der Strasse entlang durch Lochseitenkalk der Axen-Decke und zerquetschte Globigerinenmergel der «Verschürften Massen der Claridenkette» zur Obergrenze des Stirnteils der Griesstock-Decke wanderte. Ihr jüngstes Schichtglied bilden hier die kalkigen und sandigen Nummulitenschichten. Besonderes Interesse fand deren basaler Transgressionskontakt mit Assilinengrünsand in nördlichster Fazies auf Albien-Gaultsandstein mit Phosphoritknollen; dieser Aufschluss liegt etwa 50 m westlich des «Nössli» genannten Strassenvorsprungs. Unter dem Gault konnten hier auch Orbitolinenschichten und Unterer Schrattenkalk angeschlagen werden.

Der nächste Halt fand im Gebiete des Grabens östlich von Wanneli statt, wo die Klausenstrasse eine grössere Mulde in der Stirnfaltenfolge der Griesstock-Decke durchquert. Hier enthält deren Schichtserie im Hangenden der Nummulitenschichten auch mächtige Globigerinenmergel, die sich von den stark zerquetschten gleichaltrigen Gesteinen der «Verschürften Massen» im Hangenden durch ihren tektonisch viel weniger beeinflussten, mehr massigen Habitus unterscheiden. Wenig höher am Hang stellen sich schliesslich Taveyannazsandsteine und Dachschiefer als jüngstes Schichtglied der Griesstock-Decke ein.

Man durchwanderte nun, der Strasse abwärts folgend, nach Passieren einer Rutschfläche, an der Nummulitenschichten und Schrattenkalk ausgequetscht sind, eine im ganzen normal gelagerte Serie von Drusbergschichten, Kieselkalk, Valanginienkalk und Öhrlichichten, welche letztere den Antiklinalkern einer der Stirnfalten bilden.

Nach kurzer Weiterfahrt verliess man bei der Galerie der Klausenstrasse östlich Windeggen das Gebiet der Griesstock-Decke, nachdem man noch versucht hatte, den beim Westportal des Tunnels aufgeschlossenen taschenreichen Transgressionskontakt von Nummulitensandstein auf Unterem Schrattenkalk trotz der Nässe der Felsen zu entdecken.

Der Blick talauswärts weitet sich hier, doch erlaubte der Nebel nicht, viel von den mächtigen autochthonen und «eingewickelten» Flyschmassen des Unteren Schächentales zu sehen. Nur die auf der nördlichen Talseite einsetzenden und hauptsächlich flysch-bedingten Rutschungen waren lokal sichtbar. Kurz vor Urigen konnte besonders der östliche Abrissrand der grossen Sackungsmasse von Spiringen gezeigt werden.

Von Ribi östlich Unterschächen sah man die Malm-Stirn der autochthonen Erstfelder-Aufwölbung am Ausgang des Brunnitales mit senkrechter Wand an verkehrt gelagerte Flyschgesteine stossen. Diese Grenze ist ein Teilstück der tektonischen Kontaktfläche zwischen autochthonem Malm- und Flyschmantel, die sich beidseitig des Brunnitales und auf der Westseite der Hoh-Faulen-Gruppe bis an den Nordfuss der Windgällen-Ruchen-Kette verfolgen lässt.

Es konnte an dieser Stelle auch darauf hingewiesen werden, dass der aus dem Talboden von Unterschächen aufragende, isolierte Flyschhügel mit der Kirche die Grenze zwischen dem Moränenmaterial des (späteiszeitlichen) Brunnischächengletschers und dem des Aeschschächengletschers bildet, die hier zusammentrafen. Der Hügel wurde wahrscheinlich wegen seiner Lage zwischen den beiden Eisströmen von der Glacialerosion verschont.

Den letzten Halt machte man am Fusse der imponierenden frischen Rutschungswunde unterhalb von Spiringen, wo Absackungen im vergangenen Winter die Klausenstrasse für längere Zeit unterbrochen hatten.

Während sich eine neue Regenfront über den Urnersee heranschob, endete die Exkursion am Bahnhof von Flüelen, von wo die Teilnehmer per Bahn nord- und südwärts auseinander und heimwärts strebten.

ZITIERTER LITERATUR (Linthal-Flüelen)

- ANDEREGG, H. (1940): *Geologie des Isentals (Kanton Uri)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [NF] 77.
- BRÜCKNER, W. (1937): *Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kt. Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge*. Verh. naturf. Ges. Basel 48, pp. 77-182.
- (1943): *Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [NF] 80.
- (1945): *Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz*. Eclogae geol. Helv. 38, pp. 315-328 (erschieden 1946).
- HELBLING, R. (1948): *Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette*. Art. Institut Orell Füssli AG., Zürich.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [NF] 28.
- (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50 000*. Spez.-Karte 117, Schweiz. Geol. Komm.
- STAUB, W. (1911): *Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1:50 000*. Spez.-Karte 62, Schweiz. Geol. Komm.

Compte rendu de la Société paléontologique suisse

36^e Assemblée annuelle

Dimanche, le 22 septembre 1957 à Neuchâtel

A. Rapport du Comité pour l'année 1956/57

Au cours de cette année notre Société a bénéficié de la part de la Confédération et par l'entremise de la S.H.S.N. d'un subside de Frs. 4000.- à titre de participation aux frais d'impression des communications scientifiques. Nous exprimons au Comité central de la S.H.S.N. notre reconnaissance pour cette aide.

Notre membre M. HANS G. KUGLER, a bien voulu faire don à notre Société d'une somme de Frs. 1560.20. Nous lui en exprimons notre vive reconnaissance.

Les affaires courantes de la Société ont été réglées par correspondance.

Registre des membres: Quatre nouveaux membres ont été admis. Ce sont MM. BARKER R. WRIGHT (Houston, Texas), WILLIAM W. HAY (Champaign, USA), KLAUS KÜPPER (Owerri, Nigéria), C. M. QUIGLEY Jr. (Houston, Texas).

Nous avons le regret d'apprendre le décès de notre jeune membre M. KLAUS KÜPPER, qui venait d'entrer dans notre Société, et dont les travaux, consacrés aux Foraminifères, étaient pleins de promesse.

De la sorte, l'effectif des membres s'élève à 118.

Assemblée et publications: La 35^e assemblée générale de la S.P.S. s'est tenue lors de la Session annuelle de la S.H.S.N., à Bâle, le 23 septembre 1956. Le compte-rendu en a paru dans le volume 49 des *Eclogae geologicae Helvetiae*. Il comprend 158 pages, 19 planches et de nombreuses figures dans les textes.

Lausanne, le 22 septembre 1957.

Le Président: A. BERSIER

B. Geschäftliche Sitzung

1. Der Präsident, Dr. A. BERSIER (Lausanne) eröffnet die Sitzung. Zur Traktandenliste werden keine Abänderungsanträge gestellt.

2. Der Präsident verliest den Bericht des Vorstandes über das Geschäftsjahr 1956/57. Dieser wird einstimmig genehmigt.

3. Der Sekretär-Kassier referiert über die Jahresrechnung pro 1956. Die Einnahmen belaufen sich auf Fr. 7334.20, die Ausgaben auf Fr. 11172.25.

Das Gesamtvermögen beträgt Fr. 11676.20; davon sind Fr. 11001.60 fest angelegt.

4. Auf Antrag der Rechnungsrevisoren, Mme. A. SCHNORF (Lausanne) und H. HESS (Basel) wird dem Kassier Decharge erteilt.

5. Der Jahresbeitrag wird wie bisher auf Fr. 15.- (für Mitglieder der SNG Fr. 10.-) festgesetzt.

Basel, den 7. November 1957.

Der Sekretär: F. BURRI

C. Wissenschaftlicher Teil

Redaktor: HANS SCHAUB

1. -- RENÉ HERB (Erlenbach ZH): **Zur Fauna des Trigonodusdolomits im nördlichen Kanton Aargau.** Mit 2 Tafeln (I und II).

EINLEITUNG

In der Sammlung des Geologischen Instituts der ETH in Zürich befindet sich seit langem eine grossenteils von Prof. ROLLIER gesammelte Fauna aus dem Trigonodusdolomit des nördlichen Kanton Aargau. Anlässlich einer Gesamtrevision der geologischen Sammlung der ETH überliess mir Herr Prof. Dr. R. TRÜMPY freundlicherweise die bisher in der Literatur nur mangelhaft erwähnte Fauna zur näheren Bearbeitung. Für seine wertvollen Ratschläge sowie für das Interesse, das er dieser Untersuchung entgegenbrachte, möchte ich Herrn Prof. TRÜMPY bestens danken.

Die Stücke in der geologischen Sammlung der ETH stammen zur Hauptsache von zwei Fundorten. Der eine befindet sich bei Binz, nördlich von Oeschgen bei Frick, der andere bei Kaisten (eine nähere Ortsbezeichnung der Fundstücke fehlt). An der Fundstelle bei Binz (Pkt. 379 der neuen Landeskarte 1:25000) waren bei meinem Besuch nur noch einige wenige Blöcke der fossilführenden Schichten vorhanden, die aber eine reiche Ausbeute ergaben. Das Anstehende dieser Schichten wurde vermutlich vor kurzem durch Strassenbauarbeiten zugedeckt. Bei Kaisten sind die fossilführenden Schichten vor allem im Tuttigraben bei Oberkaisten (Koo. 646,650/265,700) und bei der Weggabelung südwestlich Leim (Koo. 646,100 265,700) anstehend, wo ebenfalls ein reiches Material gesammelt werden konnte. Im folgenden sei versucht, eine Übersicht über die Schichtfolge und namentlich die Fauna des Trigonodusdolomits dieser Gegend zu geben.

STRATIGRAPHIE

Der Trigonodusdolomit ist im Gebiet zwischen Frick und Kaisten durchwegs sehr schlecht aufgeschlossen. Das einzige mehr oder weniger durchgehende Profil, das uns einige Angaben über die stratigraphische Stellung der Fossilhorizonte gibt, lässt sich im Tuttigraben bei Oberkaisten aufnehmen. Es ist bereits von BRÄNDLIN (1911, p. 22) beschrieben worden und zeigt die Schichtfolge:

- | | | |
|-----|---------|---|
| 14. | (oben) | Dolomite mit Hornsteinlagen, schlecht aufgeschlossen; |
| 13. | 0,1 m | harte Bank eines dunkelbraunen, extrem spätigen Kalkes; |
| 12. | 2 m | Dolomite, fossilleer; |
| 11. | 2 m | weiche, poröse Dolomite mit Hornsteinlagen und <i>Myophoria goldfussi</i> v. ALBERTI; |
| 10. | 2 m | Dolomite ohne Fossilien; |
| 9. | 5,5 m | hellgelbe, zum Teil rötliche, sehr kavernöse Dolomite mit <i>Bakevellia costata</i> (v. SCHLOTHEIM) und Gastropoden, im oberen Teil dazu <i>Myophoria goldfussi</i> v. ALBERTI; |
| 8. | ca. 7 m | nicht aufgeschlossen; |
| 7. | 1,5 m | etwas härtere Dolomitbank; |
| 6. | 2,5 m | etwas mergelige, sehr weiche, wenig verfestigte Dolomite mit <i>Lingula tenuissima</i> (BRONN) ?; |

- | | | |
|----|---------|--|
| 5. | 0,5 m | Dolomite; |
| 4. | 2 m | nicht aufgeschlossen; |
| 3. | 3 m | gut gebankte, hellgelbe, feinkörnige Dolomite; |
| 2. | 3 m | dolomitische, zum Teil etwas spätige Kalke, Übergang in 3; |
| 1. | (unten) | dichte, beige, gut gebankte Kalke (Nodosuskalk). |

Die Grenzsichten gegen die hangende Lettenkohle sind nicht sichtbar, sie dürften aber unmittelbar über den obersten aufgeschlossenen, Hornstein führenden Dolomiten folgen. Weiter oben sind Aufschlüsse eines rötlichgelben bis gräulichen, etwas dichter Dolomits erkennbar, der sich vom typischen Trigonodusdolomit deutlich unterscheidet und wohl bereits zur Lettenkohle zu stellen ist. Sie enthielten eine schöne, wenn auch nicht ganz anstehende Platte mit mehreren grossen Exemplaren von *Lima striata* (v. SCHLOTHEIM).

Das erwähnte Profil zeigt, dass der Fossilreichtum des Trigonodusdolomits im wesentlichen an eine ca. 5 m mächtige Bank unter den Dolomiten mit Hornsteinlagen gebunden ist, während mit diesen letzteren Schichten ein weiterer, etwas weniger bedeutender Fossilhorizont verknüpft ist.

PALAEONTOLOGIE

Die Fauna des Trigonodusdolomits besteht mit Ausnahme der kleinen Linguliden und seltenen Nautiliden ausschliesslich aus Lamellibranchiern und Gastropoden. Dabei sind allerdings die Schalen nicht erhalten, da sie, wohl durch zirkulierende Wässer, durchwegs herausgelöst wurden. Man hat es somit nur mit den inneren und äusseren Abdrücken der Fossilien zu tun. Dieser Umstand bringt bei der Bestimmung der Fauna manche Schwierigkeiten mit sich, da besonders bei den Gastropoden entscheidende Merkmale, wie die Beschaffenheit der Mündung und der Spindel nicht mehr beobachtet werden können. Andererseits zeigte es sich, dass infolge des feinen Korns dieser Dolomite an den Abdrücken oft die letzten Feinheiten der Schalenskulptur wiedergegeben sind. Um ein Bild der ursprünglichen Schale mit allen Details zu erhalten, haben sich Abdrücke aus grauem Plastilin, wie sie auch in den beigegebenen Tafeln wiedergegeben sind, bestens bewährt.

Die Fauna erweist sich bei näherer Betrachtung als nicht besonders artenreich. Weit vorherrschend sind *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI und *Bakevellia costata* (v. SCHLOTHEIM), während die übrigen Lamellibranchier und Gastropoden, insbesondere auch das Leitfossil *Trigonodus sandbergeri* v. ALBERTI, zahlenmässig stark zurücktreten. Bei der nachfolgenden Beschreibung der einzelnen Formen konnte auf eine Zusammenstellung der Literaturzitate verzichtet werden, da über Trias-Gastropoden und -Lamellibranchier je zwei Fossilkataloge erschienen sind, und da seither die Muschelkalkfauna kaum mehr bearbeitet worden ist.

Die Fauna des nordschweizerischen Trigonodusdolomits darf ein gewisses allgemeines Interesse beanspruchen im Zusammenhang mit der Frage nach eventuellen Meeresverbindungen zwischen dem germanischen Becken und der Thetys über die Westalpen gegen Ende der Muschelkalkzeit. Für eine solche Verbindung würde vor allem das häufige Auftreten von *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI in den Westalpen sprechen, ferner der Nachweis von alpinen Formen, wie *Zygopleura*

walmstedti (KLIPSTEIN) und *Ampullospira cf. sanctae-crucis* (WISSMANN) im Trigonodusdolomit des Aargauer Jura.

Brachiopoden

Lingula tenuissima BRONN (?)

Zahlreiche, bis 4 mm grosse Exemplare aus den etwas weicheren Schichten unter der Hauptfossilbank. Die Zugehörigkeit zu *Lingula tenuissima* BRONN ist nicht ganz gesichert, da die Schälchen nur unvollständig erhalten sind.

Lamellibranchier

Über das Genus *Bakevella* KING, 1848 em. COX, 1940

Über die Abgrenzung der Genera *Gervilleia* DEFRANCE, 1820 und *Bakevella* KING, 1848 herrschte in der Literatur lange Zeit grosse Verwirrung, wohl hauptsächlich darum, weil sich die ursprünglichen Definitionen von *Gervilleia* und *Bakevella* völlig decken. Die unmittelbare Folge davon war, dass die beiden Gattungsnamen während langer Zeit als Synonyma verwendet wurden. Verschiedene Autoren traten deshalb aus Prioritätsgründen für die alleinige Verwendung des Namens *Gervilleia* ein, verlangten also, dass der Name *Bakevella* gestrichen werden müsse. Andererseits mehrten sich aber auch die Stimmen, die mit Recht darauf hinwiesen, dass die Genotypen von *Gervilleia* (*G. aviculoides*) und von *Bakevella* (*B. antiqua*) hinsichtlich Schalenriss und Bau des Schlosses einige wesentliche Unterschiede zeigen und somit eine Aufteilung in verschiedene Genera, bzw. Subgenera gerechtfertigt wäre. Nachdem bereits FRECH 1902 (p. 609) zu einer Differenzierung in einzelne Gruppen gelangt war, hat COX 1940 (p. 105) eine Trennung in die beiden Genera *Bakevella* (mit den Subgenera *Bakevella* s. str., *Aguileria* und *Gervillella*) und *Gervilleia* (mit den Subgenera *Cultriosis* und *Gervilleia* s. str.) vorgenommen. Auf Grund des Schlossbaus und des Schalenrisses sind die vorliegenden Formen aus dem Trigonodusdolomit ohne Zweifel *Bakevella* s. str. zuzuordnen.

Bakevella costata (v. SCHLOTHEIM)

Tafel I, Fig. 1, 2, 3

Schale in Richtung der Achse gemessen bis 25 mm lang, ziemlich hoch gewölbt, die linke Schale meist deutlich höher als die rechte. Der Winkel zwischen dem geraden Schlossrand und der Wölbungsachse, die nach hinten etwas abgedreht ist, schwankt zwischen 40° und 60°. Der mässig spitze Wirbel ragt nur wenig über den Schlossrand hinaus. Der kleine vordere Flügel fällt vom Wirbel schräg nach vorn ab und ist stets abgerundet; der hintere Flügel dagegen ist breit und oft zu einer mehr oder weniger langen Spitze ausgezogen. Die Anwachsstreifung ist auf den Flügeln sehr ausgeprägt, wird auf der Wölbung dagegen schwächer oder verliert sich ganz. Die Intensität dieser Anwachsstreifung, wie auch die Breite der einzelnen Lamellen ist sehr variabel. Eine Radialsulptur fehlt immer. Das Schloss zeigt neben einem, bzw. zwei Hauptzähnen unter dem Vorderflügel in seinem hinteren Teil einen langen, schmalen Leistenzahn, der mit dem Schlossrand einen Winkel von 5°–10° bildet und der gegen das Schaleninnere oft von

einem viel kürzeren, zweiten begleitet wird. Das Ligament ist in seiner Breite ebenfalls sehr veränderlich, meist jedoch recht schmal und mit 4–6 Ligamentgruben versehen.

Die Schalenform der *Bakevellia costata* ist, worauf die meisten Autoren bereits hingewiesen haben, beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Deshalb hat es von jeher nicht an Versuchen gefehlt, zu einer weiteren Differenzierung der Art zu gelangen. Insbesondere versuchte FRANTZEN 1886 die von STROMBECK 1849 definierte *Bakevellia goldfussi* besser gegenüber *Bakevellia costata* abzutrennen. Eine Analyse des reichhaltigen Materials aus dem Trigonodusdolomit zeigt jedoch bei näherer Betrachtung, dass sich Merkmale der von FRANTZEN beschriebenen *Bakevellia goldfussi* mit solchen seiner *Bakevellia costata* überschneiden und somit für eine Differentialdiagnose nicht mehr verwendbar sind. So sind Merkmale, wie der Winkel zwischen Wölbungsachse und Schlossrand, die Intensität der Aufwölbung und die Art der Anwachsstreifung unabhängig voneinander beträchtlichen Schwankungen unterworfen, wodurch die Spezies eine auffallend grosse Variationsbreite erhält. Eine strenge Aufteilung in zwei verschiedene Spezies lässt sich nicht durchführen, da auch die Beobachtung von ASSMANN (1915), dass bei fast allen Exemplaren mit kleinerem Achsenwinkel auch der Hinterflügel in eine mehr oder weniger deutliche Spitze ausgezogen ist, während er bei den anderen Formen höchstens als spitzer Winkel hervortritt, für das vorliegende Material in vielen Fällen nicht zutrifft. Es dürfte sich somit bei der Gruppe nur um eine einzige Art mit grosser Variationsbreite handeln, so dass es sich fragt, ob nicht *Bakevellia goldfussi* (v. STROMBECK) eingezogen werden müsste. Dabei bleibt stets noch die Möglichkeit offen, eine Anzahl Varietäten zu unterscheiden, wie dies bereits SCHAUROTH (1857) getan hat.

Bakevellia subcostata (GOLDFUSS)

Ein typisches Exemplar von Kaisten. Zahlreiche feine Radialrippen. Anwachsstreifung auf den Flügeln deutlich erkennbar. Der hintere Flügel ist zu einer Spitze ausgezogen.

Hoernesia socialis (v. SCHLOTHEIM) (?)

Diese an manchen Fundorten sehr häufige Form konnte nur bei Binz in wenigen, unvollständig erhaltenen Exemplaren gefunden werden.

Entolium discites (v. SCHLOTHEIM)

Tafel I, Fig. 4

Einige wenige, 25–30 mm grosse, ziemlich flache Exemplare aus Kaisten. Besonders gut erhalten ist ein innerer Abdruck, auf dem die Schlossverhältnisse gut zu erkennen sind.

Pleuronectites laevigatus v. SCHLOTHEIM

Lediglich ein innerer Abdruck aus Kaisten.

Trigonodus sandbergeri v. ALBERTI

Dieses für die Schichten unter der Muschelkalkobergrenze leitende Fossil tritt auch bei unseren Fundstellen zahlenmässig weit hinter *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI und *Bakevella costata* (v. SCHLOTHEIM) weit zurück. Die vorliegenden Exemplare vor allem Steinkerne genügten immerhin, dank der zum Teil verhältnismässig guten Erhaltung der Schlosspartie, zu einer eindeutigen Identifikation der Spezies.

Myophoria laevigata v. ALBERTI

Ein äusserer Abdruck einer linken Schale von Kaisten: Ca. 10 mm gross, glatt, ziemlich hoch gewölbt. Arealkante etwas geschwungen. Auf der Area sind zwei schwache Radialrippen erkennbar. Ein weiteres, etwa gleich grosses, aber etwas weniger hoch gewölbt Exemplar fand sich im Material von Binz.

Myophoria germanica HOHENSTEIN

Tafel I, Fig. 7

Diese Spezies wurde 1913 von HOHENSTEIN aus dem mittleren Muschelkalk des östlichen Schwarzwald beschrieben. Der Autor erwähnt aber, dass er bei der Durchsicht des von PHILIPPI nicht mehr bearbeiteten Materials von Schwieberdingen ebenfalls auf diese Art gestossen sein.

Bei Binz fand sich *Myophoria germanica* verhältnismässig zahlreich, zum Teil in recht gut erhaltenen äusseren Abdrücken, die mit der Beschreibung und den Abbildungen von HOHENSTEIN so gut übereinstimmen, dass auf eine Beschreibung an dieser Stelle verzichtet werden kann.

Myophoria intermedia v. SCHAUROT

Einige wenige, meist nur mangelhaft erhaltene Exemplare von Kaisten.

Myophoria goldfussi v. ALBERTI

Tafel I, Fig. 5, 6, 8

Zusammen mit *Bakevella costata* tritt diese Form in den Fossilhorizonten des Trigonodusdolomits am weitaus häufigsten auf. Besonders zahlreich sind die Stücke aus der Fundstelle bei Oberkaisten.

Die Grösse schwankt zwischen 6 und 20 mm. Die Zahl der Extraarealrippen beträgt bei Steinkernen 10-13, bei äusseren Abdrücken und Schalenexemplaren, wie sie mir zum Vergleich aus Schwieberdingen zur Verfügung standen, 14-17. Dieses verschiedene Verhalten von Steinkernen und Schalenexemplaren, auf das bereits RÜBENSTRUNK 1911 hingewiesen hat, ist nicht etwa durch das Vorhandensein von zwei verschiedenen Arten oder Varietäten bedingt, sondern einzig durch die Tatsache, dass die vordersten drei oder vier sehr schwachen Rippen auf den Steinkernen nicht mehr in Erscheinung treten. Die sehr scharfen Extraarealrippen, von denen nur jede zweite den Wirbel erreicht, während die übrigen 1,5-3 mm vor dem Wirbel verflachen, weisen auf der linken Schale eine grosse Zahl von kleinen, sehr scharfen Stacheln auf. Auf der rechten Schale hingegen fehlt von diesen Stacheln jede Spur. Ebenso ist die zum Teil gut erkennbare Anwachs-

streifung der linken Schale auf der rechten kaum zu beobachten. Dieser auffällige Unterschied in der Skulptur der beiden Schalen, der in der Literatur bisher nicht erwähnt wurde, ist nur an gut erhaltenen Exemplaren in sehr feinkörnigem Dolomit erkennbar. Schon an den Schalenexemplaren aus Schwieberdingen sind diese Details nur mit Mühe oder überhaupt nicht festzustellen.

Unicardium (?) *schmidi* (GEINITZ)

In Kaisten relativ häufig, 20–30 mm grosse, nicht sehr gut erhaltene Steinkerne. Gelegentlich lässt sich eine gewisse konzentrische Struktur erkennen. Da jedoch das Schloss in keinem Falle erhalten war, bleibt die Zuordnung zum Genus *Unicardium* ungewiss.

Gastropoden

Worthenia alemannica n. sp.

Tafel II, Fig. 1

Diese in Kaisten und vor allem in Binz recht häufige *Worthenia* konnte mit keiner der zahlreichen bisher beschriebenen *Worthenien* vereinigt werden. BROMBACH (1903, p. 171) erwähnt aus dem Trigonodusdolomit des südwestlichen Schwarzwald *Worthenia hausmanni* (GOLDFUSS), ohne davon eine Abbildung oder Beschreibung zu vermitteln; MOESCH (1867, p. 29) führt in seiner Fossilliste *Pleurotomaria albertiana* (v. ZIETEN) an, BRÄNDLIN (1911, p. 23) *Pleurotomaria* sp. Möglicherweise handelt es sich in allen diesen Fällen um dieselbe Form, die im folgenden beschrieben werden soll und die auf jeden Fall weder mit *Worthenia hausmanni* noch mit *Worthenia albertiana* identifiziert werden darf.

Kegelförmiges Gehäuse mit einem Apikalwinkel von 65°. Auf dem letzten Umgang zwei deutliche Kiele, von denen der obere (Schlitzkiel) etwas schärfer ausgebildet ist als der untere. Jener steht auch auf den oberen Umgängen deutlich hervor, während der untere zwar dicht über der Naht noch knapp sichtbar ist, aber nur schwach in Erscheinung tritt. Jeder Umgang ist vom nächsthöheren durch eine kleine, senkrecht zur Gehäuseachse stehende Fläche treppenartig abgesetzt. Die Kante, die diesen Treppenabsatz markiert, ist mit zahlreichen, nicht sehr ausgeprägten Knötchen besetzt. Je ein solches Knötchen wird von einem schwachen, schräg nach unten und nach hinten verlaufenden Querfältchen (Anwachsstreifung) begleitet, das sich etwa in der Mitte der deutlich konkaven Apikalfläche langsam verliert. Diese Anwachsstreifung ist besonders auf dem letzten Umgang ausgeprägt. Eine schwache, nach vorn konkave Anwachsstreifung ist auch auf der konkaven Lateralfläche zwischen den beiden Kielen erkennbar. Lateral- und Apikalfläche sind ungefähr gleich breit. Das Gehäuse ist bedeckt mit zahlreichen feinen Spirallinien (ca. 8 auf der Apikalfläche, 11–13 auf der Lateralfläche). Besonders deutlich sind sie auf dem oberen Teil der Apikalfläche sowie auf dem unteren Teil der Lateralfläche, während sie gegen den Schlitzkiel hin schwächer werden. Je ein einzelnes, etwas kräftigeres Rippchen lässt sich direkt über und unter dem Schlitzkiel feststellen. Die Basis ist leider an keinem Exemplar vollständig erhalten. Sie ist gewölbt und ebenfalls mit feinen Längsrippchen verziert. Die Mündung ist an keinem Exemplar erhalten.

Worthenia hausmanni (GOLDFUSS), mit der BROMBACH vermutlich die vorliegende Form verwechselt hat, unterscheidet sich von *Worthenia alemannica* vor allem durch den viel grösseren Apikalwinkel und das Fehlen der Längsrippchen. Nähere Verwandtschaft zeigen *W. albertii* (v. ZIETEN), *W. leysseri* (GIEBEL) mit. *grandis* PICARD, *W. depressa* ASSMANN und *W. sp.* PICARD 1901 (Taf. IX, Fig. 6). Alle diese Formen weisen jedoch im Gegensatz zu *W. alemannica* mehr oder weniger grosse Knötchen auch auf dem Schlitzkiel auf. *W. depressa* ASSMANN ist zudem bedeutend kleiner. Am nächsten steht der vorliegenden Art wohl die aus dem Trochitenkalk von Wiesloch bekannte *Worthenia bicarinata* GRUBER, von der sie sich durch den etwas grösseren Apikalwinkel, die besser ausgeprägten Spirallinien und die etwas weniger starken Knötchen unter der Naht unterscheidet. Der Holotyp von *Worthenia alemannica*, der auf Tafel II, Fig. 1 abgebildet ist, wird in der Sammlung des Geologischen Instituts der ETH in Zürich aufbewahrt (58T2).

Naticopsis illita (QUENSTEDT)

Ein äusserer Abdruck aus Binz: Kugeliges, ca. 10 mm hohes Gehäuse mit niedrigem, aber deutlich hervortretendem Gewinde. Der Abdruck der umgeschlagenen Innenlippe ist deutlich erkennbar.

Hologyra bicarinata KOKEN

Ein 6 mm hoher äusserer Abdruck von Kaisten, der mit der Beschreibung KOKENS (1898, p. 7) gut übereinstimmt.

Ampullospira gregaria (v. SCHLOTHEIM) (?)

Tafel II, Fig. 2

Gehäusewinkel ca. 80°. 4 Umgänge, durch eine tiefe Naht voneinander getrennt. 7 mm hoch. Das Fehlen von Mündung und Anwachsstreifung verunmöglicht eine sichere Zuordnung. Zwei Exemplare von Binz.

Ampullospira paludinaris (MÜNSTER)

Ein 5 mm hohes Exemplar von Binz. Eine Anwachsstreifung ist nicht zu beobachten. 4 Umgänge, durch eine tiefe Naht getrennt.

Ampullospira cf. *sanctae-crucis* (WISSMANN)

Tafel II, Fig. 2

Ein Exemplar aus dem Tuttigraben: 15 mm hoch, 5 Umgänge sichtbar, die durch eine tiefe Naht getrennt sind. Der letzte Umgang zeigt eine deutliche, umgekehrt S-förmige Anwachsstreifung. Das vorliegende Stück scheint *A. sanctae-crucis* (WISSMANN) am nächsten zu stehen, weicht aber in der Grösse des Apikalwinkels erheblich von den zum Beispiel von KITTL 1892 (p. 92, Taf. VIII, Fig. 17, 18) beschriebenen alpinen Formen ab. So beträgt der Apikalwinkel am vorliegenden Exemplar 90°, während, nach den verschiedenen Abbildungen zu schliessen, die echte *A. sanctae-crucis* einen solchen von ca. 75° aufweist.

Zygopleura walmstedti (KLIPSTEIN)

Tafel II, Fig. 3

Zwei äussere Abdrücke aus Binz, die mit Topotypmaterial aus St. Cassian, das sich in der Sammlung des Geologischen Instituts der ETH befindet, verglichen werden konnten. Der Apikalwinkel beträgt 20° – 25° . Acht Umgänge bei einer Höhe von 14 mm. 14–16 kräftige Querrippen pro Umgang, die jedoch auf dem letzten Umgang etwas verflachen. *Zygopleura walmstedti* war bis jetzt nur aus der mediterranen Trias bekannt.

Zygopleura (Allocosmia) hehli (v. ZIETEN)

Ein fragmentarisch erhaltener äusserer Abdruck, der ergänzt eine Höhe von etwa 10 cm erreichen dürfte.

Coelochrysalis sp.

Tafel II, Fig. 4

9 Umgänge erhalten. 30 mm hoch, pupoid. Verhältnis Höhe zu Breite der Umgänge = 1:2 auf den oberen, 1:2,5 auf den unteren Umgängen. Glatt, keine Anwachsstreifung zu erkennen. Mündung nicht erhalten.

Omphaloptycha fusiformis KOKEN (?)

4 Umgänge erhalten, 6 mm hoch, etwas pupoid. Die Naht ist nur wenig eingetieft, die Windungen sind sanft gewölbt und doppelt so breit wie hoch.

Trypanostylus albertii (PHILIPPI)

Tafel II, Fig. 5

Ein gut erhaltenes, 15 mm hohes Exemplar aus Binz. Neun Umgänge erhalten, von denen der letzte eine deutliche, nur leicht geschwungene Anwachsstreifung zeigt. Scheint etwas pupoid zu sein.

Undularia (Stereokion) ? cf. hohensteini GRUBER

Tafel II, Fig. 6

Eine sichere Zuordnung kann auf Grund der vorhandenen Abdrücke nicht gegeben werden, da entscheidende Merkmale, wie Anwachsstreifung, Mündung und Beschaffenheit der Spindel nicht erkennbar sind. Über die generische Zugehörigkeit vgl. GRUBER 1932, p. 295 ff.

Bis 9 Umgänge bei einer Höhe von 25–40 mm. Apikalwinkel 23° – 27° . Das Verhältnis Höhe zu Breite der Umgebung beträgt 4:7. Auf den letzten Umgängen bildet sich eine schwache Nahtfacette heraus.

Promathildia (Promathildia) ornata (v. ALBERTI)

Tafel II, Fig. 7, 8

Ca. 12 Umgänge bei einer durchschnittlichen Höhe von 12 mm. Der Apikalwinkel beträgt 12° . Die Naht ist deutlich eingetieft und wird durch eine dicht

darüber liegende Leiste noch hervorgehoben. Die Skulptur weist eine beträchtliche Variationsbreite auf, wie dies schon MEISSNER 1930 betonte. Es lassen sich folgende zwei Extremfälle auseinanderhalten:

1. Auf dem Gehäuse erkennt man zwei mit Knoten besetzte Spiralkiele, von denen der untere etwas deutlicher hervortritt als der obere. Die Knoten sind auf beiden Kielen etwa gleich kräftig entwickelt. Je einem Knoten auf dem unteren Kiel entspricht ein solcher auf dem oberen, wobei entsprechende Knoten in der Regel nicht genau übereinanderliegen, so dass die sanfte Querrippe, die die beiden Knoten miteinander verbindet, leicht von oben vorn nach unten hinten geneigt ist.
2. Von den beiden Spiralkielen ist nur der obere mit Knoten besetzt. Diese Knoten setzen auf dem letzten Umgang direkt unter der Naht ein und verlaufen als eine Art Querrippe bis in die Mitte des Umgangs, wo sie verflachen.

Zwischen diesen beiden Extremfällen kommen Übergänge vor, bei denen die Knoten auf dem unteren Kiel nur sehr schwach entwickelt sind und die mit der Originalabbildung von ALBERTI sehr gut übereinstimmen. Dass es sich um eine Art mit grosser Variationsbreite der Skulptur und nicht um verschiedene Arten handelt, kann anhand des etwas spärlichen Materials aus Binz letztlich nicht entschieden werden, erscheint aber durch das Vorhandensein von Übergangstypen zwischen den Extremen als sehr wahrscheinlich.

Die Zugehörigkeit der Art zum Genus *Promathildia* s. str. geht aus den Ausführungen von COSSMANN (1912, Vol. IX, p. 4) hervor. Ein linksgewundener Protoconch, wie ihn KITTL von *Promathildia biserta* (MÜNSTER) beschreibt und der für das ganze Genus typisch ist, konnte am vorliegenden Material allerdings nicht beobachtet werden, dürfte aber überhaupt nur in Fällen besonders guter Erhaltung erkennbar sein.

Cephalopoden

Germanonautilus bidorsatus (v. SCHLOTHEIM)

Ziemlich gut erhaltener Steinkern aus Kaisten mit einem grössten Durchmesser von 19 mm.

* * *

Folgende der erwähnten Arten wurden bisher aus dem obersten Muschelkalk der germanischen Trias nicht beschrieben:

Worthenia alemannica n. sp.,

Ampullospira paludinaris (Münster) (bisher nur aus dem mittleren Muschelkalk),

Ampullospira cf. *sanctae-crucis* (Wissmann),

Zygopleura walmstedti (Klipstein),

Undularia (*Stereokion*) ? cf. *hohensteini* GRUBER (bisher nur aus dem mittleren Muschelkalk und dem Trochitenkalk).

ZITIERTER LITERATUR

- ALBERTI, F. v. (1864): *Überblick über die Trias*. Stuttgart.
- ASSMANN, P. (1915): *Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias*. Jb. preuss. geol. Landesanst. 36/1, H. 3.
- (1924): *Die Gastropoden der oberschlesischen Trias*. Jb. preuss. geol. Landesanst. 44.
- (1937): *Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias*. Abh. preuss. geol. Landesanst. [NF] H. 170.
- BRÄNDLIN, E. (1911): *Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal*. Verh. naturf. Ges. Basel.
- BROMBACH, F. (1903): *Beiträge zur Kenntnis der Trias am südwestlichen Schwarzwald*. Mitt. Bad. geol. Landesanst. 4/3.
- COSSMANN, M. (1895-1925): *Paléoconchologie comparée*. Bd. 1-13.
- COX, L. R. (1940): *The Jurassic Lamellibranch Fauna of Kuchh (Cutch)*. Palaeontologia Indica. Ser. 9/3.
- ECKERT, H. (1955): *Die Fauna des oberen Muschelkalkes (Trochitenkalk) von Wiesloch*. Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschland 14, H. 2.
- FRANTZEN, W. (1886): *Über Gervilleia goldfussi*. Jb. preuss. geol. Landesanst.
- FRECH, F. (1902): *Über Gervilleia*. Zbl. Min. usw. 2.
- GRUBER, A. (1932): *Eine Fauna mit erhaltenen Schalen aus dem oberen Muschelkalk (Trochitenkalk) von Wiesloch bei Heidelberg*. Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg 17, H. 4.
- HOHENSTEIN, V. (1913): *Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalkes und des unteren Trochitenkalkes am östlichen Schwarzwaldrand*. Palaeont. Abh. [NF] 12/2.
- KITTL, E. (1891/92/94): *Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpiner Trias*. Ann. k. k. naturh. Hofmus. Wien 6, 7, 9.
- (1899): *Die Gastropoden der Esinokalke nebst einer Revision der Gastropoden der Marmolatalke*. Ann. k. k. naturh. Hofmus. Wien 14.
- KOKEN, E. (1898): *Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalkes*. Abh. geol. Spezialk. Elsass-Lothringen [NF] 2.
- MEISSNER, E. W. (1930): *Die Fossilien der Würzburger Trias. Gastropoden und Scaphopoden*. N. Jb. Min. usw. 63. Beil.-Bd. Abt. B, H. 2.
- MOESCH, C. (1867): *Geologische Beschreibung des Aargauer Jura*. Beitr. geol. Karte Schweiz 4.
- PHILIPPI, E. (1898): *Die Fauna des unteren Trigonodusdolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen*. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg.
- PICARD, E. (1903): *Beitrag zur Kenntnis der Glossophoren der mitteldeutschen Trias*. Jb. preuss. geol. Landesanst. 22/4.
- RÜBENSTRUNK, E. (1909): *Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien*. Mitt. bad. geol. Landesanst. 6.
- SCHMIDT, M. (1928): *Die Lebewelt unserer Trias*. Oehringen. Nachtrag (1928).
- STROMBECK, A. v. (1849): *Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks im nordwestlichen Deutschland*. Zschr. deutsch. geol. Ges. 1.

Tafel I

Fig. 1. *Bakevella costata* (v. SCHLOTHEIM). Binz bei Frick, 2mal, S. 532. 58/T2.

Fig. 2. *Bakevella costata* (v. SCHLOTHEIM). Binz bei Frick, 2mal, S. 532. 58/T3.

Fig. 3. *Bakevella costata* (v. SCHLOTHEIM). Steinkern einer rechten Klappe. Binz bei Frick. 2mal, S. 532. 58/T4.

Fig. 4. *Entolium discites* (v. SCHLOTHEIM). Abdruck eines Steinkerns. Kaisten. Nat. Grösse. S. 533. 58/T5.

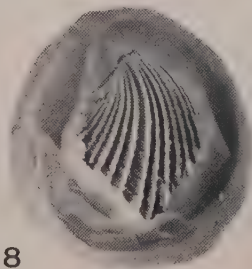
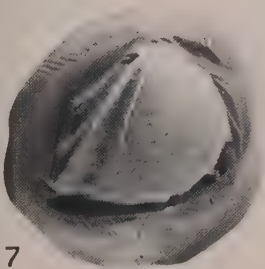
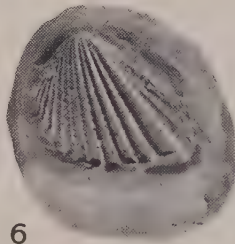
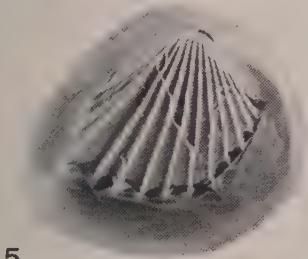
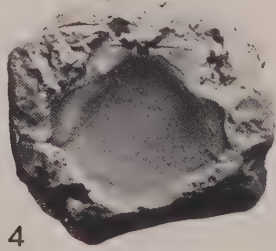
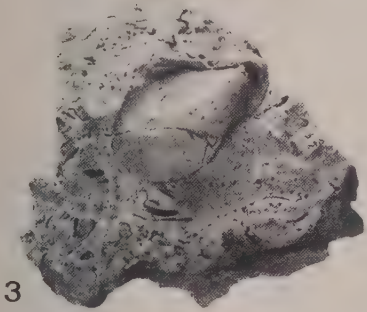
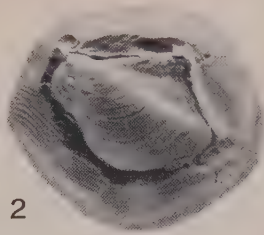
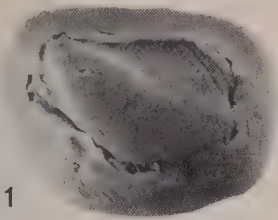
Fig. 5. *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI. Rechte Schale. Kaisten. 1,8mal, S. 534. 58/T6.

Fig. 6. *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI. Linke Schale. Kaisten. 1,8mal, S. 534. 58/T7.

Fig. 7. *Myophoria germanica* HOHENSTEIN. Die helle Radiallinie vor der Arealkante ist durch eine Beschädigung der Hohlform bedingt. Binz bei Frick, 1,8mal. S. 534. 58/T9.

Fig. 8. *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI. Vorderer Teil einer linken Schale. 1,8mal, S. 534. 58/T8.

Bei allen Abbildungen, mit Ausnahme von Fig. 3, handelt es sich um Plastilin-Abdrücke von Hohlformen.



Tafel II

Fig. 1. *Worthenia alemannica* n. sp. Trigonodusdolomit, Kaisten. Holotyp. Sammlung des Geologischen Instituts der ETH, 58/T10, S. 535.

a) und b) Plastilinabdruck. 2,2mal.

c) Holotyp (Hohlform). 1,7mal.

Fig. 2. *Ampullospira* cf. *sanctae-crucis* (WISSMANN). Tuttigraben bei Oberkaisten. 2. S. 536. 58/T11.

Fig. 3. *Zygopleura walmstedti* (KLIPSTEIN). Binz bei Frick. 3,5mal. S. 537. 58/T12.

Fig. 4. *Coelochrysalis* sp. Binz bei Frick. 2. S. 537. 58/T13.

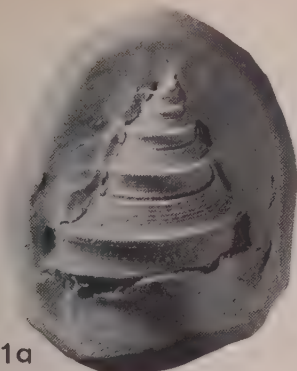
Fig. 5. *Trypanostylus albertii* (PHILIPPI). Binz bei Frick. 2mal. S. 537. 58/T14.

Fig. 6. *Undularia* (*Stereokion*) ? *hohensteini* (GRUBER). Binz bei Frick. 1,5mal. S. 537. 58/T15.

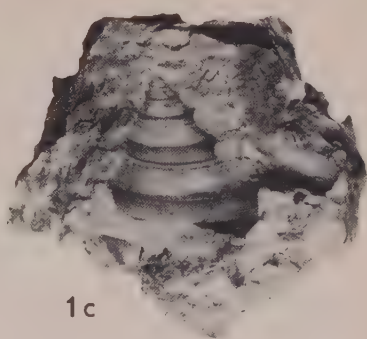
Fig. 7, 8. *Promathildia* (*Promathildia*) *ornata* (v. ALBERTI). Binz bei Frick. 2mal. S. 537. 58/T16.

Bei allen Abbildungen, mit Ausnahme von Fig. 1 c handelt es sich um Plastilin-Abdrücke von Hohlformen.

Sämtliche Originale der Abbildungen werden in der Sammlung des Geologischen Instituts der ETH aufbewahrt.



1a



1c



1b



2



3



5



6



4



7



8

2. — ADRIEN JAYET (Genève): **Les faunules malacologiques du Néolithique d'Auvernier (Neuchâtel, Suisse).** Avec un tableau et une figure dans le texte.

Les mollusques de cette station ont été récoltés, au cours des fouilles de 1950 dans 7 niveaux superposés, ce sont les niveaux IIa, IIb, IIc, III, IVa-b, IVc, inférieur au niveau IVc. Etant donné la faible épaisseur des subdivisions du niveau IV, nous n'y avons fait que deux prises, l'une vers le haut (a-b), l'autre vers le bas (c); enfin nous avons pu exploiter plus largement le limon bleu inférieur à IVc. Le croquis de la figure 1 indique la situation des prises effectuées.

Le nombre des espèces reconnues est de 38 se répartissant en 14 espèces terrestres et 24 aquatiques, mais le pourcentage calculé d'après le nombre d'individus indique 4% de terrestres contre 96% d'aquatiques. Bien que nous n'ayons pu exploiter aussi largement que nous ne l'aurions voulu les niveaux supérieurs, il nous paraît probable qu'ils auraient fourni les mêmes proportions que les niveaux inférieurs.

L'ensemble de la faune est nettement lacustre; ce fait avait été mis en évidence par J. FAVRE d'après les mollusques récoltés autrefois dans les fouilles de P. VOUGA à Auvernier, Port-Conty, Saint-Aubin. Il est intéressant de relever que les fouilles de 1950, cependant faites sur un autre emplacement plus rapproché de l'ancienne terre ferme donnent le même résultat. On pouvait se demander si cette situation plus interne n'aurait pas dû correspondre à des palafittes situés sur des emplacements marécageux. L'examen de la faune malacologique indique que ce n'est pas le cas, il n'y a qu'une espèce palustre (*Succinea pfeifferi*) représentée par un seul individu.

La présence des espèces terrestres demande une explication; ce sont probablement des coquilles vides et flottées qui sont venues se déposer dans les sédiments du lac néolithique au voisinage des palafittes. Dans une certaine mesure, ces espèces terrestres peuvent nous donner des précisions sur les conditions qui régnaient au voisinage immédiat. Il existait alors comme aujourd'hui un talus recouvert de végétation herbacée à caractère de pré sec (*Vallonia costata*, *Truncatellina cylindrica*) et reposant sur des assises calcaires (*Cochlostoma septemspirale*). Au voisinage ce talus était boisé (*Goniodiscus*, *Helicodonta*, *Carychium*, *Acanthinula*). On peut penser que la partie boisée passait à la grève sans interposition d'une zone marécageuse étendue.

La faunule malacologique peut-elle aussi donner des indications quant à l'âge relatif des couches néolithiques? J. FAVRE signale avec raison, pour les gisements explorés par P. VOUGA, qu'il y a peu de différences d'un niveau à l'autre, que l'association des *Pisidium* est la même sur toute la hauteur, que cette association est très voisine de celle qu'on observe dans la baie d'Auvernier actuelle. La récolte de 1950 confirme cette opinion par le fait que *Pisidium moitessierianum* est plus abondamment répandu qu'on ne l'avait d'abord supposé. Dans le niveau inférieur à la couche archéologique IV, il figure au premier rang quant à l'abondance des individus, cette espèce est bien représentée actuellement dans le lac de Neuchâtel.

L'abondance des espèces reliques serait aussi un caractère d'ancienneté. Parmi ces dernières, deux sont particulièrement intéressantes, ce sont *P. hibernicum* et *P. lilljeborgi*. Leurs pourcentages sont pour le limon argilo-sableux inférieur au

niveau IV, 1.5‰; au niveau IVa b un peu plus de 10‰, au niveau III, 7%. Ce calcul est fait en additionnant le nombre des individus des deux espèces et en faisant le rapport au total des individus des espèces aquatiques. On voit ainsi que les nouvelles fouilles d'Auvernier ne confirment pas une disparition graduelle de ces deux espèces reliques. Une autre espèce, le *P. tenuilineatum* est très rare à l'époque actuelle et n'avait pas encore été trouvée dans les sédiments post-glaciaires du lac de Neuchâtel. Actuellement cette espèce a une aire de dispersion assez étendue vers le sud, il semble qu'on devrait la retrouver dans les niveaux supérieurs, c'est au contraire le niveau inférieur qui l'a fourni, en un seul exemplaire il est vrai.

Le cas de *P. milium* est aussi à relever, J. FAVRE n'a pas constaté sa présence dans les lacs subjurassiens mais l'a trouvé fossile dans la craie lacustre intercalée entre les niveaux IV et III d'Auvernier, Saint-Aubin, Port Conty. C'est exactement du même niveau (IVa b) que nous l'avons extrait, il lui donne une note archaïque confirmée par l'abondance relative de *P. hibernicum* et *P. lilljeborgi*.

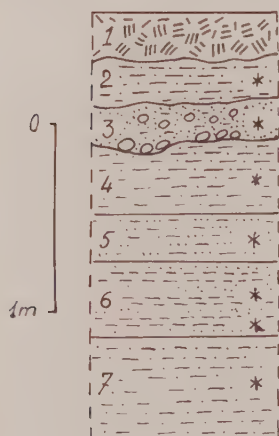


Fig. 1. Coupe des terrains néolithiques d'Auvernier, fouilles de 1950. Les astérisques indiquent les emplacements des prises d'échantillons pour la récolte des faunules malacologiques.

- 1.—Terre végétale, niveau I
- 2.—Limon sableux, crayeux, jaunâtre. Niveau IIa
- 3.—Limon sableux, caillouteux, charbon. Niveau archéologique IIb
- 4.—Limon sableux, crayeux, jaunâtre. Niveau IIc
- 5.—Limon argilo-sableux gris. Niveau archéologique III
- 6.—Limon sableux crayeux grisâtre. Niveaux archéologiques IVa, b, c
- 7.—Limon bleu argilo-sableux, quelques fragments de céramique.

Nous devons encore examiner le cas de *Cochlostoma septemspirale*. Ce mollusque n'apparaît que tardivement dans la région de Genève, la seule pour laquelle nous ayons des résultats complets. Doit-on inférer de sa présence dans le niveau inférieur à IV que ce niveau est relativement récent? Faut-il penser au contraire que l'espèce est apparue plus tôt dans la région neuchâteloise que dans la région genevoise? Nous ne pourrions nous prononcer qu'après une étude plus complète des faunules des gisements préhistoriques terrestres.

Un autre caractère pourrait être invoqué pour attribuer au Néolithique un âge relativement ancien, il est relatif à l'épaississement de la coquille. Les espèces actuelles de *Pisidium* du lac de Neuchâtel présentent d'après J. FAVRE qui les a récoltées et étudiées, un haut degré d'épaississement (caractère pondéreux de la coquille). Les mollusques récoltés sur l'emplacement des fouilles de P. VOUGA montrent que ce caractère n'est pas général dans le Néolithique et qu'il va en s'accroissant dans les dépôts les plus récents pour atteindre son maximum à l'époque

Tableau 1

Niveaux	inf.à IV	IVc	IVa-b	III	IIc	IIb	IIa
Mollusques terrestres							
<i>Retinella nitidula</i> auct.	—	fragm.	—	—	—	—	—
<i>radiatula</i> (ALD.)	—	2	—	—	—	—	—
<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAP.)	1	—	—	—	—	—	—
<i>Goniodiscus rotundatus</i> (MÜLL.) . . .	7	—	—	—	—	—	—
<i>Helicodonta obvoluta</i> (MÜLL.)	2	—	—	—	—	—	—
<i>Clausilia ventricosa</i> DRAP.	—	1	—	—	—	—	—
<i>Acanthinula aculeata</i> (MÜLL.)	1	—	—	—	—	—	—
<i>Vallonia costata</i> (MÜLL.)	5	1	1	—	—	—	—
<i>pulchella</i> (MÜLL.)	—	1	—	—	—	—	—
<i>Truncatellina cylindrica</i> (FÉR.) . . .	1	—	—	—	—	—	—
<i>Succinea pfeifferi</i> ROSSM.	1	—	—	—	—	—	—
<i>Carychium tridentatum</i> RISSO	4	—	—	—	—	—	—
<i>Aeme lineata</i> (DRAP.)	—	fragm.	—	—	—	—	—
<i>Cochlostoma septemspirale</i> (RAZ.) . . .	2	—	—	—	—	—	—
Mollusques aquatiques							
<i>Limnaea truncatula</i> (MÜLL.)	3	—	—	—	—	—	—
<i>auricularia</i> (L.)	—	1	fragm.	2	—	—	—
<i>ovata</i> DRAP.	12	—	—	—	—	—	—
<i>stagnalis</i> (L.)	—	—	—	1	—	—	—
<i>Planorbis carinatus</i> MÜLL.	6	—	9	5	—	—	—
<i>albus</i> MÜLL.	—	—	4	3	—	—	—
<i>crista</i> (L.)	1	—	—	—	—	—	—
<i>Bythinia tentaculata</i> (L.)	19	2	68	105	68	55	11
<i>Valva piscinalis</i> MÜLL.	40	8	38	143	6	1	2
<i>cristata</i> MÜLL.	4	—	11	2	—	—	—
<i>Unio</i> sp.	fragm.	fragm.	fragm.	fragm.	fragm.	—	fragm.
<i>Anodonta</i> sp.	1	—	—	—	—	—	—
<i>Sphaerium corneum</i> (L.)	1	—	—	—	—	—	—
<i>Pisidium amnicum</i> (MÜLL.)	9	—	69	36	3	—	3
<i>henslowianum</i> (SHEPP.)	28	4	28	14	1	—	2
<i>moitessieranum</i> PALAD.	174	3	13	6	—	—	—
<i>subtruncatum</i> MALM.	11	—	4	3	—	—	1
<i>casertanum</i> POLI							
f. normale et voisines	43	7	31	9	6	3	2
f. ponderosum STELF.	16						3
f. humeriforme STELF.	12						1
<i>personatum</i> MALM.	1	—	2	—	—	—	—
<i>hibernicum</i> WESTERL.	5	—	14	8	—	—	—
<i>milium</i> HELD.	—	—	8	—	—	—	—
<i>nitidum</i> JENYNS	—	—	—	—	—	—	—
f. normale	80	2	70	39	3	8	—
f. crassum STELF.	59		106				—
<i>lilljorgi</i> CLESS.	3	—	38	19	—	—	1
<i>tenuilineatum</i> STELF.	1	—	—	—	—	—	—

Tableau représentant la répartition des mollusques dans les différents niveaux néolithiques d'Auvernier, fouilles de 1950. Pour les Lamellibranches les chiffres indiquent le nombre de valves.

actuelle. Les nouvelles fouilles de 1950 infirment cette conclusion, le caractère pondéreux est déjà réalisé, au moins à l'égal de l'actuel dès le niveau inférieur à IV.

En conclusion, les mollusques fournis par les couches néolithiques d'Auvernier en 1950 correspondent à une faune franchement lacustre, un petit nombre d'individus proviennent d'espèces terrestres, ce qui indique l'existence d'une rive point trop éloignée. Dans l'ensemble la faunule malacologique est très voisine de celle qui habite actuellement le lac. On peut cependant distinguer quelques traits qui la différencie de cette dernière, tels que la présence de *P. milium*, mais ce sont là des nuances d'importance minime. On peut aussi noter de grandes analogies avec les gisements néolithiques d'autres lacs sans que l'on puisse pour autant donner des précisions chronologiques plus grandes.

Je remercie très vivement M. S. PERRET, Archéologue cantonal et directeur des fouilles qui m'a très aimablement autorisé à prélever les échantillons nécessaires à cette étude. M. J. FAVRE, Conservateur au Musée d'Histoire naturelle de Genève a eu la très grande obligeance de contrôler mes déterminations, je lui en exprime ma gratitude.

Le matériel faisant l'objet de cette étude a été remis au Musée d'Histoire naturelle de Genève où se trouvent déjà d'importantes collections concernant le Néolithique lacustre.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- FAVRE, J. (1941): *Les Pisidium du Canton de Neuchâtel*. Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat. 60.
 — (1947): *Die Mollusken der jungsteinzeitlichen Station Burgäschisee Ost und die Frage der Wasser- oder Landsiedlung ihrer Bewohner*. Jb. Solothurnische Geschichte 20.
 JEANNET, Ch. & JAYET, A. (1950): *Le Néolithique terrestre du Malpas près de Frangy (Haute-Savoie, France)*. Mélanges Louis Bosset, Lausanne.
 PÉLICHET, E. (1951): *Article Néolithique Auvernier-Colombier*. 41 Annu. Soc. suisse Préhist. p. 56-58.
 TSCHUMI, O., RYTZ, W. & FAVRE J. (1928): *Sind die Pfahlbauten Trocken- oder Wassersiedelungen gewesen*. 18. Ber. röm.-germ. Komm.

3. — RUDOLF TRÜMPY (Zürich): **Ein Fund von *Halicyna* (Crustacea incertae sedis) im mittleren Muschelkalk des Wutachtales**. Mit 2 Textfiguren.

1. Zur bisherigen Kenntnis der Gattung *Halicyna*

Ein merkwürdiger kleiner Arthropodenpanzer aus der deutschen Trias war schon GOLDFUSS (MS. fide v. MEYER) bekannt; er nannte dieses Fossil *Olenus serotinus* und betrachtete es als späten Überlebenden der Trilobiten. HERMANN VON MEYER stellte es 1838 als *Limulus agnotus* zu den Xiphosuren. 1844 schuf er dafür das Genus *Halicyna* («Meerhelm»), welches sich von *Limulus* hauptsächlich durch das Fehlen von Augen unterscheiden soll. 1847 gab derselbe Autor eine eingehende Beschreibung von *Halicyna*, wobei neben dem Genotypus *H. agnota* auch die neue Art *H. laxa* diagnostiziert wurde; beide stammen aus dem Trigonodusdolomit bei der Stadt Rottweil. 1857 kam *H. plana* v. SEEBACH, aus der Lettenkohle des Gelmerodaer Berges in Thüringen, hinzu.

Der Dorsalpanzer von *Halicyne* besitzt eine schild- bis helmförmige, meist ziemlich flach gewölbte, im Umriss hufeisenförmige Gestalt. Das konvexe Ende des «Hufeisens» – welches bei der Deutung als Merostome, wie sie sich zum Beispiel noch bei M. SCHMIDT (1928) und T. KOBAYASHI (1933) findet, naturgemäss als Vorderseite betrachtet wurde – trägt oft eine Spitze, während sich an der entgegengesetzten Extremität eine Anzahl von charakteristischen Höckern beobachten lassen.

Schon 1842 hatte DE KONINCK die Gattung *Cyclus* aufgestellt, deren Schälchen im Karbon Westeuropas und Nordamerikas nicht allzu selten vorkommen; sie ist auch noch im Unterperm Siziliens mit *C. reussi* (GEMM.) vertreten. WOODWARD (1870, 1894) und ROGERS (1902) haben auf die engen Beziehungen zwischen *Cyclus* und *Halicyne* hingewiesen, welche alle späteren Autoren anerkannt haben. Nun konnten aber WOODWARD (1894) und später HOPWOOD (1925) bei in tonigen Sedimenten ausgezeichnet erhaltenen englischen Exemplaren Antennen nachweisen, und zwar auf der Seite, welche der Biegung des «Hufeisens» entgegengesetzt ist und 5–9 Höcker zeigt. Ferner stellten sie Spaltfüsse, eine Kaudalfurka und mehrere andere Organe fest, welche *Cyclus* und damit auch *Halicyne* mit Sicherheit zu den Crustacea verweisen. Gegenüber der Originalbeschreibung von MEYERS muss die Orientierung umgestellt werden: das zugespitzte Ende weist nach hinten, die abgeschnittene und mit Höckern bestandene Seite nach vorn.

Bis heute sind nur die drei erwähnten Arten aus der germanischen Trias bekannt geworden. Ohne nähere Beschreibung ist *Halicyne* aus dem oberen Buntsandstein des Elsass (BILL, 1914) und aus der ostalpinen Obertrias (TRAUTH, 1918) signalisiert worden. Endlich hat A. MÜLLER (1955) einen neuen Fund von *H. plana* aus der Lettenkohle eingehend behandelt. Es sind mithin sehr seltene Fossilien, was uns dazu bewegt, auf den neuen Rest aus dem mittleren Muschelkalk des Wutachtales näher einzutreten, um so mehr als es sich um das besterhaltene bisher aufgedundene Exemplar von *Halicyne* s. str. handelt.

A. T. HOPWOOD (1925) hat eine Reihe von Cycliden aus dem Karbon, welche sich durch flachgewölbte Schalen und stets gabelig zweigeteilten hinteren Medianwulst von *Cyclus* s. str. (Genotyp: *C. radialis* PHILLIPS sp.) unterscheiden, zu *Halicyne* gestellt. Sie differieren jedoch in wichtigen Punkten von den triadischen *Halicyne* s. str.; so ist bei ihnen der Hinterrand nicht in eine Spitze verlängert, sondern eingezogen, und die bei *Halicyne* so charakteristische Reihe von Höckern auf dem Medianwulst ist kaum angedeutet. Wir glauben, dass eine generische Vereinigung der karbonischen und triadischen Formen zu weit geht, wenn auch die von HOPWOOD vollzogene Trennung der *Cyclidae* des Karbon in zwei Genera gewiss zu Recht besteht (s. auch M. GLAESSNER, 1928).

Die Familie *Cyclidae* PACKARD umfasst *Cyclus* s.l. und *Halicyne* sowie *Carcinaspis* SCHAFFHÄUTL 1863 aus der ostalpinen Trias. *Carcinaspis* steht *Halicyne* zweifellos sehr nahe; sie unterscheidet sich nur durch den gelappten Randsaum und die pustulöse Verzierung. Mit zwei weiteren, im Perm und in der Trias beheimateten Familien werden die *Cyclidae* zur Superfamilie der *Cycloidea* GLAESSNER vereinigt.

Die Ansichten über die systematische Stellung der *Cyclidae* gehen weit auseinander. Die älteren Deutungen als Kopfschilder von Trilobiten oder Limuliden

sowie als Larven von Eurypteriden sind wohl endgültig verlassen; es sind eindeutig Crustaceen. Eine Zeitlang wurden gewisse *Cycloidea* als primitive Brachyuren betrachtet; M. GLAESSNER (1928) hat diese Auffassung entkräftet. WOODWARD (1894) stellte *Cyclus* zu den Phyllopoden. Heute scheinen sich vor allem zwei Möglichkeiten herauszuschälen. Einerseits erinnern die Cycliden an gewisse Vertreter der palaeozoischen *Phyllocarida*, wie *Aristozoë* oder *Discinocaridae* (GLAESSNER, 1928; RICHTER, 1933; MÜLLER, 1955); auch primär zweiklappige Formen müssten zum Vergleich herangezogen werden. Andererseits machen die von HOPWOOD untersuchten anatomischen Einzelheiten eine Verwandtschaft mit den *Copepoda*, unter anderem mit den ektoparasitischen *Branchiura*, deren bekanntester lebender Vertreter die Karpfenlaus *Argulus* ist, nicht unwahrscheinlich¹⁾.

Angesichts dieser Ungewissheit haben wir darauf verzichtet, eine anatomische Deutung des Schalenbaues von *Halicynne* zu versuchen, so verlockend dies auch bei einigen morphologischen Strukturen sein könnte. Wir verwenden im folgenden bewusst eine rein deskriptive, neutrale Terminologie. Eine Revision dieser interessanten und rätselhaften Gruppe müsste alle dazugehörigen Formen berücksichtigen und kann nicht auf einem Einzelfund basieren; auch ist dazu eine viel gründlichere Kenntnis der fossilen und rezenten Crustacea notwendig, als sie der Schreiber besitzt.

Über die Lebensweise wissen wir wenig. *Halicynne* war ein ausgesprochen euryhaliner Meeresbewohner, von wahrscheinlich teils benthonischem, teils freischwimmendem Habitat. Sichere Anzeichen für Ektoparasitismus fehlen, es sei denn, dass einige der Höcker wirklich, wie dies HOPWOOD geltend macht, Saugnapfe waren.

2. *Halicynne ornata* sp. nov.

Das Fossil fand ich am 5. April 1956, anlässlich der Exkursion des Oberrheinischen Geologischen Vereins, welche an diesem Tag Herr W. PAUL, der unermüdliche und verdiente Erforscher des südbadischen Hauptmuschelkalkes, führte. Der Fundpunkt liegt am Süden der Fluhhalde, gegenüber Degernau auf der rechten Seite des badischen Wutachtales (Deutschland)²⁾. Die Strasse kreuzt dort zweimal die Eisenbahnlinie. Das Stück lag im Schutt bergseits neben der Strasse, hinter der niedrigen hölzernen Abschränkung, 23 m N des Geleises beim nördlichen Niveauübergang.

Das Gestein ist ein weisslichgelber, fein aber deutlich körniger, etwas poröser, im Handstück ungeschichteter Dolomit. Es handelt sich um die oberen Dolomite des mittleren Muschelkalks, welche mehr oder weniger dem «unteren Dolomit» des nördlichen Schweizer Jura entsprechen. Über der Fundstelle stehen in 8–9 m Mächtigkeit hellgelbe bis weissliche, zum Teil kreidige Dolomite an, teils in bis zu 1,2 m mächtigen Bänken, teils in dünnen Platten. Das Gestein mehrerer Bänke gleicht völlig demjenigen des Fundstückes, ohne dass es, auch bei einem erneuten Besuch der Lokalität, möglich gewesen wäre, den Herkunftshorizont

¹⁾ Herr Prof. M. GLAESSNER (Adelaide), dessen wertvolle Hinweise ich herzlich danke, ist neuerdings zur Auffassung gelangt, dass die Cycliden zu den *Copepoda*, nicht aber zu den *Branchiura* zu stellen seien (briefliche Mitteilung).

²⁾ Koordinaten der badischen geologischen Karte, Blatt Griessen: 5,675/205,925.

genau festzulegen. Andere Fossilien wurden nicht gefunden. Darüber folgt ein oolithischer Dolomit, welcher wohl die Basis des oberen Muschelkalks bezeichnet (s. W. PAUL, 1956). Die Gesteinsplatte enthält zwei Exemplare von *Halicyne*, deren weit besser erhaltenes, nachfolgend beschriebenes die Innenseite der Dorsalschale zeigt; die Furchen erscheinen also als Rippen, die Höcker als Depressionen. Der Panzer ist 0,1 bis 0,2 mm dick. Er ist in weissem Karbonat von ausserordentlich feinem Korn fossilisiert und zeigt die feinsten Einzelheiten der Regionenzeichnung. Stellenweise ist er etwas verdrückt und zerbrochen. Gliedmassen usw. fehlen.

Der Panzer ist in der Mittelachse 11,3 mm lang. Die grösste Breite beträgt 12,4 mm; sie liegt in $\frac{2}{5}$ der Längsachse (von vorn). Die grösste Höhe findet sich mit etwa 4 mm im hinteren Schalendrittel, wie dies bei den *Cyclidae* allgemein der Fall ist.

Der Umriss ist mehr oder weniger hufeisenförmig, auf den Seiten etwas stärker gekrümmt als vorne und namentlich hinten. Am Hinterende bilden die Schalenränder einen Winkel von etwa 120° ; ob eine Spitze vorhanden war, wie bei den übrigen triadischen *Halicyne*-Arten, lässt sich nicht entscheiden, da die Schale hier weggebrochen ist. Jedenfalls war diese Spitze, falls sie überhaupt existierte, verhältnismässig klein. Auf der Vorderseite findet sich zunächst beiderseits eine etwa 2,7 mm breite, gerundete Einbuchtung, während die eigentliche, gegen 4 mm breite Frontalregion deutlich vorgestülpt, aber gegenüber dem Randsaum nur unwesentlich aufgebogen erscheint.

Der Randsaum ist überall 1,3 mm breit. Er ist glatt und liegt praktisch in einer Ebene; nur am alleräussersten Rand ist er etwas nach unten gebogen. Gegen die gewölbte Lateralregion ist er stets scharf abgeknickt. Vorder- und Seitenrand des Saumes stossen unter einem Winkel von $90-100^\circ$ aneinander. Der nach vorne konkav geschwungene Vorderrand des Randsaumes wird von einer scharfen, erhabenen Kante begleitet, welche bei den bisher beschriebenen Exemplaren nicht beobachtet worden ist.

Als «Lateralregion» (= «Randsaum» p. p. A. MÜLLER, «halbmondförmige Abdachung» v. SEEBACH) bezeichnen wir die gewölbten Felder, welche den seitlichen und hinteren Teil des Panzers, zwischen dem Randsaum, den Gabelfurchen und den Lateralhöckern einnehmen. Die Abdachung gegen den Randsaum ist ziemlich regelmässig; die grösste Erhebung liegt im hinteren und inneren Teil der Lateralfelder, nahe der Stelle, wo die inneren Gabelfurchen sich vom Medianwulst loszulösen beginnen. Sehr auffallend und schön erhalten ist die Regionenzeichnung. Von den Gabelfurchen gehen auf beiden Seiten je etwa 30 radiale Reihen von Körnchen aus, welche auf der Unterseite des Panzers als punktförmige Vertiefungen, auf der Oberseite (wie dies an einer Stelle, wo die Schale weggebrochen ist, konstatiert werden kann) als etwa 0,1 mm grosse Wärzchen in Erscheinung treten. In etwa $\frac{1}{3}$ Distanz zwischen der äusseren Gabelfurche und dem Randsaum verschwindet die grobe Punktierung. Bei genauerer Betrachtung sieht man, dass sich an dieser Stelle jede Punktreihe in zwei Stränge aufteilt, welche zunächst noch durch kleinere Punkte bzw. Körnchen, weiter aussen sodann nur noch durch eine feine Linie markiert werden. Die Punktreihen und Doppellinien sind nicht streng radial, sondern verlaufen in einem flachen, nach vorne und aussen konvexen Bogen. Eine ähnliche Regionenzeichnung ist

auch bei *Halicyne plana* v. SEEBACH, ferner bei gewissen paläozoischen *Cyclidae*, zum Beispiel «*Cyclus*» *johnsoni* WOODWARD, festgestellt worden. Man wird kaum fehlgehen, wenn man sie mit dem Kiemenapparat dieser Crustaceen in Verbindung bringt.



Fig. 1. *Halicyne ornata* sp. nov., obere Dolomite des mittleren Muschelkalks, Fluhhalde gegenüber Degernau (Wutachtal, Baden). Unterseite der Dorsalschale, Vergrösserung 6,3:1 (mm-Massstab unten). Beleuchtung von links oben. Photo P. ECKARDT. Geologische Sammlung der ETH, Nr. 58/t 1.

Vor den Lateralfeldern liegen die grossen, in der Achse 2 mm messenden, gerundet dreieckigen Lateralhöcker. Die Spitze des Dreiecks weist radial nach hinten-innen. Von den Lateralfeldern sind diese Höcker durch eine breite und seichte, unpunktierte Rinne getrennt. Gegen den Randsaum (vorne-aussen) fallen

sie steil ab, ebenso gegen die tiefe, fast geradlinige, radial angeordnete Furche, die sie auf der Innenseite von den äusseren Ogivalhöckern und den seitlichen Frontalhöckern scheidet. Der vordere und innere Teil der Lateralhöcker ist fein und ziemlich unregelmässig punktiert.

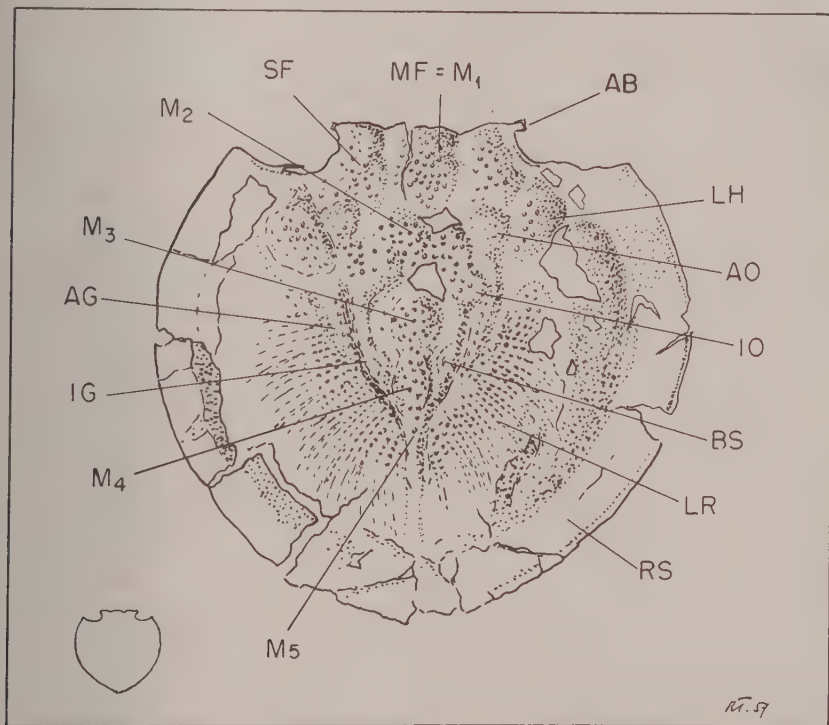


Fig. 2. Dasselbe Fossil; Vergrösserung 6,3:1 (die kleine Figur links unten gibt die natürliche Grösse), Beleuchtung von rechts. AB Antennenbasis; AG Äussere Gabelfurche; AO Äussere Ogivalhöcker; BS «Beilförmige Stelle»; IG Innere Gabelfurche; IO Innere Ogivalhöcker; LH Lateralhöcker; LR Lateralregion; M_{1-5} Erster bis fünfter Medianhöcker; MF Medianer Frontalhöcker (= 1. Medianhöcker); RS Randsaum; SF Seitliche Frontalhöcker.

Innerwärts der Lateralfelder, zwischen diesen und der medianen Höckerreihe, liegt die «Spitzbogenregion» (H. v. MEYER). Die beiden sie aussen begrenzenden Furchen nennen wir Gabelfurchen (inner bzw. outer fork COWPER REED, cervical ridge WOODWARD). Die inneren Gabelfurchen entwickeln sich aus den untiefen Rinnen, welche das kaudale Ende des Medianwulstes begleiten. Etwa 2,5 mm vom hinteren Innenrand des Saumes entfernt trennen sie sich von der Medianleiste und beschreiben einen regelmässigen, dem Schalenrand fast parallelen, wenn auch etwas gestreckteren Bogen. Die inneren Gabelfurchen sind scharf, tief eingesenkt und die Körnelung fehlt ihnen. Die äusseren Gabelfurchen sind dagegen viel seichter und breiter; sie sind auf den vorderen Schalenteil beschränkt

und verschwinden gegen die Mitte des Panzers zu. Der flache Längswulst zwischen den beiden Furchen ist gekörnelt, wobei die Körnchen in der Verlängerung der radialen Reihen der Lateralregion zu stehen scheinen.

Zwischen der inneren Gabelfurche und dem Medianwulst findet sich eine kleine, offenbar recht komplex gebaute Region, in welcher ein mit stumpfem Winkel nach innen vorspringender kleiner Höcker auffällt (=erhabene beilförmige Stelle H. v. MEYER). Dahinter, das heisst im hintersten Teil der Spitzbogenregion, liegen jene kleinen, unklaren Objekte, welche A. H. MÜLLER (1955), wohl kaum zu Recht, als «Augen» interpretiert hat³⁾. Die Segmentierung der Spitzbogenregion, welche derselbe Autor geltend macht, scheint uns ebenfalls sehr problematisch.

Am Vorderende der Spitzbogenregion liegen einige paarige, niedrige und unscharf abgegrenzte Höcker. In Ermangelung einer zufriedenstellenden anatomischen Deutung nennen wir sie «Ogivalhöcker»⁴⁾. Die inneren Ogivalhöcker sind klein, im Umriss halbkreisförmig (mit der konvexen Seite nach aussen); sie liegen in der Fortsetzung der flach-erhabenen Spitzbogenregion innerhalb der inneren Gabelfurche, von welcher sie jedoch durch einen deutlichen Sattel getrennt sind. Die äusseren Ogivalhöcker befinden sich seitlich und vor den inneren, in der Verlängerung der inneren Gabelfurche; sie verbinden sich gegen hinten und aussen mit der Leiste zwischen den beiden Gabelfurchen. Diese Gebilde sind in der Längsachse gestreckt und brillenförmig, das heisst sie bestehen im Grunde aus zwei hintereinander angeordneten, verschmolzenen Höckern. Vorne ragen sie in die seitlichen Frontalhöcker hinein, von denen sie durch eine tiefe Furche getrennt sind. Die Ogivalhöcker, namentlich die inneren, zeigen eine relativ grobe, unregelmässige Körnelung.

Der Medianwulst (glabella-artige Mittelleiste v. MEYER, median ridge WOODWARD) nimmt die Achse des Panzers ein. Er besteht aus einer Reihe von Höckern, deren vorderster, der mediane Frontalhöcker⁵⁾, hinten durch eine tiefe Furche begrenzt wird. Die übrigen Höcker sind viel weniger deutlich individualisiert. Der zweite (von vorne gezählt) ist ziemlich flach und breit; in seinem hinteren Teil wird er durch die inneren Ogivalhöcker eingengt, während er sich nach vorne stark verbreitert und noch an die seitlichen Frontalhöcker grenzt. Dahinter beobachtet man einen rundlichen Höcker von etwa 1,5 mm Durchmesser. Der folgende vierte Höcker (Cardialregion?) ist dagegen flaschenförmig und in der Längsachse gestreckt. Seine grösste Erhebung findet sich im hinteren Abschnitt. Mit dem dritten und fünften Medianhöcker verbindet er sich durch flache Einsattelungen, seitlich wird er vorn durch tiefe Einkerbungen, hinten durch die inneren Gabelfurchen begrenzt. Der kleine und undeutliche hinterste Höcker ist ebenfalls länglich; er liegt zwischen den beiden Gabelfurchen, die hier parallel in 0,6 mm Abstand nach hinten verlaufen. Die Gabelfurchen und die Medianleiste

³⁾ ROGERS' «Fazettenauge» entspricht den Lateralhöckern, WOODWARDS «Stielauge» der Antennenbasis. Augen sind bei den *Cyclidae* bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden.

⁴⁾ Dieser Terminus bezieht sich nicht auf die Form der Höcker, sondern einzig auf deren Lage im Bereich der «Spitzbogenregion».

⁵⁾ Dieser wird unten, im Zusammenhang mit der Frontalregion, beschrieben.

erreichen den Hinterrand nicht; sie verflachen in etwa 1,7 mm Entfernung von der Innenseite des Randsaumes. Der gesamte Medianwulst ist auf der Oberseite des Panzers gekörnelt, auf der Unterseite punktiert.

Besonderes Interesse bietet die Frontalregion von *Halicyne ornata*. Sie ist, wie bereits ausgeführt wurde, vorgestülpt und durch eine tiefe, gebrochen verlaufende Furche von den Lateralhöckern, den äusseren Ogivalhöckern und dem zweiten Medianhöcker abgegrenzt. Der mediane Frontalhöcker (oder erste Medianhöcker) besitzt einen angenähert rechteckigen Umriss. Nach vorne fällt er steil ab und ist zuletzt wieder etwas aufgebogen; der Vorderrand, der ungefähr in der Ebene des Randsaumes liegt, ist flach nach vorne ausgebogen. Zwischen dem medianen und den seitlichen Frontalhöckern zeichnet der Schalenumriss einen einspringenden Winkel. Die von diesem Winkel aus nach hinten verlaufenden Furchen sind zunächst tief, verflachen dann aber bald, so dass mediane und seitliche Frontalhöcker in ihrem rückwärtigen Abschnitt nicht sehr scharf voneinander geschieden sind. Der Umriss der seitlichen Frontalhöcker kann als Dreieck mit abgeschnittenen Ecken beschrieben werden. Auf der Hinterseite sind sie eingebuchtet, um der Vorderextremität der äusseren Ogivalknoten Platz zu machen. Ihr Vorderrand beschreibt zunächst, wie derjenige des Medianhöckers, einen nach vorne konvexen Bogen. Am Aussenende dieses Bogens findet sich ein dünnschaliger, seitwärts und leicht nach vorne weisender Fortsatz; ein Vergleich mit den von Hopwood (1925) gegebenen Figuren zeigt, dass dieser Sporn ohne Zweifel als Antennenbasis angesprochen werden muss. Diese ist damit bei den triadischen *Halicyne* s. str. erstmals nachgewiesen. Von der Antennenbasis schwingt sich der Rand des Panzers in einer nach vorne konkaven Kurve nach hinten und aussen zurück. Der Rand ist aufgebogen und zeigt die schon Seite 549 erwähnte scharfe Kante. Der mittlere Frontalhöcker ist, wie der ganze Medianwulst, regelmässig punktiert, die seitlichen wesentlich unregelmässiger.

Es war mir zunächst entgangen, dass in dem Gesteinsstück, welches den beschriebenen Holotyp von *H. ornata* enthält, noch ein weiteres, kleineres und nur fragmentarisch erhaltenes, zweifellos zur selben Art gehöriges Exemplar von *Halicyne* sichtbar ist; erst Herr Kollege M. GLAESSNER machte mich bei einem Besuch in Zürich hierauf aufmerksam. Dieser zweite Rest zeigt den hinteren Teil des Dorsalpanzers von aussen. Man erkennt, dass der Randsaum hinten effektiv in einen stumpfwinkligen Fortsatz ausgezogen war. Die charakteristische Regionenzeichnung der Lateralfelder prägt sich auch auf der Aussenseite in regelmässigen, feinen Körnchenreihen aus. Der Panzer erscheint etwas stärker gewölbt als derjenige des Holotyps, was wohl auf den Altersunterschied zurückzuführen ist⁶⁾.

Es bleibt uns noch übrig, auf die Unterschiede und Ähnlichkeiten von *Halicyne ornata* mit den drei bisher beschriebenen Arten hinzuweisen.

H. agnota v. MEYER ist viel stärker gewölbt, glattschalig; die Spitzbogenregion ist eingesenkt, und der Vorderrand springt nicht vor. Der Medianwulst reicht bis an den Randsaum.

H. laxa v. MEYER ist in den Proportionen und in der Verteilung der Höcker und Furchen ähnlicher, aber grösser und ebenfalls glatt; auch bei ihr ist die Frontalregion nicht vorgestülpt.

⁶⁾ Dieser Abschnitt wurde während des Druckes eingefügt.

Dagegen hat *Halicyme ornata* viele Charaktere mit *H. plana* VON SEEBACH (1857, S. 204, T. 8, F. 6; A. H. MÜLLER, 1955, S. 131, T. 13) gemeinsam⁷⁾. So zeigt *H. plana* (nach der Originalfigur v. SEEBACHS) deutlich die Vorwölbung des Frontalabschnitts; ferner finden sich die radialen Körnchenreihen der Lateralfelder wie auch die Körnelung der verschiedenen, sehr ähnlich wie bei *H. ornata* angeordneten Höcker. Die Hauptunterschiede sind folgende:

1. *H. plana* ist flacher (was aber auf Verdrückung in den plastischen Lettenkohle-Gesteinen beruhen kann).

2. Die Gabelfurchen sind viel weniger scharf ausgeprägt, ebenso die Ogivalhöcker.

3. Die Lateralhöcker sind anders ausgebildet als bei *H. ornata* und erreichen den Randsaum nicht.

I. K. v. SEEBACH erwähnt ausdrücklich, dass wohl die Oberseite des Dorsalpanzers von *H. plana* «fein gekörnelt und chagriniert» sei, die Unterseite jedoch glatt. Bei *H. ornata* erfasst die Regionenzeichnung die ganze Schale, so dass die Körnchen auf der Unterseite als punktförmige Depressionen in Erscheinung treten.

Aus diesen Gründen glauben wir, dass die *Halicyme* des mittleren Muschelkalks vorderhand als eigene, wenn auch zweifellos mit *H. plana* v. SEEBACH eng verwandte Form betrachtet werden darf.

Die Platte mit dem Holotyp und dem erwähnten zweiten Exemplar von *Halicyme ornata* liegt in der Geologischen Sammlung der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, unter der Nummer 58/t 1.

LITERATUR

- BILL, PH. C. (1914): *Über Crustaceen aus dem Voltziensandstein des Elsasses*. Mitt. geol. Landesanst. Elsass-Lothringen, 8, S. 289–338.
- GLAESSNER, M. (1928): *Zur Frage der ältesten fossilen Krabben*. Cbl. Min., Geol. u. Pal. [B], S. 388–398.
- HOPWOOD, A. T. (1925): *On the Family Cyclidae* PACKARD. Geol. Magazine 62, 7, S. 289–309.
- KOBAYASHI, T. (1933): *On the Occurrence of Xiphosuran Remains in Chosen (Korea)*. Jap. J. Geol. and Geogr. 10, 3–4, S. 175–182.
- VON MEYER, H. (1838): *Mitteilung an Professor Bronn*. Neues Jb. Min., Geol. u. Pal., S. 413–418.
- (1844): (ohne Titel). Ibidem, S. 564–567.
- (1847): *Halicyme und Litogaster, zwei Crustaceengenera aus dem Muschelkalke Württembergs*. Palaeontographica 1, 3, S. 134–140 (Band erschienen 1851).
- MÜLLER, A. H. (1955): *Über einen Neufund von Halicyme plana und die systematische Stellung von Halicyme (Crustacea ?)*. Pal. Zschr. 29, S. 131–135.
- PAUL, W. (1956): *Zur Stratigraphie und Fazies des Oberen Muschelkalkes zwischen oberem Neckar und Hochrhein*. Schriften d. Landkreises Donaueschingen 8, S. 9–20.
- REED, F. R. COWPER (1893): *Woodwardian Museum Notes*. Geol. Mag., dec. 3, 10, S. 64–66.

⁷⁾ Die Aufstellung einer neuen «Spezies» ist nur dadurch gerechtfertigt, dass sich die beiden Formen immerhin morphologisch deutlich unterscheiden lassen. Bei so seltenen Fossilien ist es fast unmöglich, zu entscheiden, ob diese Unterschiede auf Standorts- oder Geschlechtsdifferenzen, auf verschiedene Häutungsstadien (was uns in Anbetracht der fast identischen Grösse von *H. plana* und *H. ornata* allerdings unwahrscheinlich dünkt) oder aber auf eine effektive spezifische Diskontinuität zurückzuführen seien.

- RICHTER, R. (1933): *Crustacea (Paläontologie)*. Handwörterbuch d. Naturwiss., 2. Aufl., 2, S. 840-864.
- ROGERS, A. F. (1902): *Some new American species of Cyclus from the Coal Measures*. Kansas Univ. Sci. Bull. [n. s.] 1, 10, S. 269-275.
- SCHAFHÄUTL, K. E. (1863): *Südbayerns Lethaea geognostica*. Leipzig.
- SCHALCH, F. (1922): *Geologische Spezialkarte von Baden; Blatt 157, Griessen*, mit Erläuterungen.
- SCHMIDT, M. (1928): *Die Lebewelt unserer Trias*. Oehringen.
- VON SEEBACH, K. (1857): *Entomostraceen aus der Trias Thüringens*. Ztschr. deutsch. geol. Ges. 9, S. 198-206.
- TRAUTH, F. (1918): *Über einige Crustaceenreste aus der alpinmediterranen Trias*. Ann. k. k. naturhist. Hofmus. 32, S. 172.
- WOODWARD, H. (1870): *Contributions to British fossil Crustacea*. Geol. Mag. 7, S. 554-560.
- (1894): *Contributions to our knowledge of the Genus Cyclus, from the Carboniferous formation of various British localities*. Ibidem, dec. 4, 1, S. 530-539.

4. — ALICE SCHNORF-STEINER (Lausanne): **Stromatopores crétacés de la région cantabrique**. Avec 10 figures dans le texte. •

Les calcaires zoogènes du Crétacé inférieur montent dans la série stratigraphique à mesure que l'on se déplace vers le Sud-Ouest, à partir du Jura et des Alpes. Ainsi l'Urgonien, qui est barrémien dans le Jura, ne débute que dans le Barrémien supérieur en Provence pour se continuer dans l'Aptien inférieur, alors que dans les Pyrénées, la faune en est exclusivement aptienne. Dans la région cantabrique, ces formations zoogènes se continuent jusque dans l'Albien supérieur avec des bancs calcaires à *Caprina hoffati*. Ici se terminent ces grandes formations littorales du faciès urgonien, qui vont se perdre, plus au sud, dans des grès lacustres et des dépôts continentaux.

Les Stromatopores sont connus dans ces faciès depuis le Jurassique supérieur du Jura jusqu'à l'Aptien de Provence. Ils n'ont jamais été signalés plus à l'Ouest, ni dans les Corbières, ni dans les Pyrénées, où ils doivent sûrement exister, ni, du reste, en Espagne, où l'on ne connaît que des Stromatopores paléozoïques. Il était intéressant de voir si ces organismes avaient suivi cette lente migration vers le Sud-Ouest, et si on les retrouvait, tant aux confins géographiques qu'au sommet de l'ascension stratigraphique de ces formations zoogènes.

Grâce à l'appui du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique, nous avons pu explorer cette région l'an dernier et nous y avons effectivement retrouvé des Actinostromidés en grand nombre dans l'Albien supérieur de la province de Santander. Non seulement ce sont les premiers Stromatopores mésozoïques connus en Espagne et dans la région pyrénéenne, mais ce sont, sauf erreur, les premiers signalés dans l'Albien, alors qu'on en connaît dans tous les niveaux du Crétacé, depuis le Valanginien inférieur jusqu'à l'Aptien, puis de nouveau du Cénomanién au Sénonien inférieur. Une lacune se comble ainsi dans notre connaissance de la répartition de ces organismes dans le temps et dans l'espace.

STRATIGRAPHIE ET GISEMENTS

Dans ses « Recherches géologiques dans la région cantabrique » parues en 1920, MENGAUD a étudié en détail la stratigraphie du Mésocrétacé et en particulier les terrains aptiens-albiens qui nous intéressent et leurs relations avec le Cénomanién qui les recouvre. En 1939, dans sa thèse de doctorat qui traite de la région située immédiatement au sud, CIRY se rallie aux conclusions de MENGAUD.

Après un Crétacé inférieur de faciès wealdien, se développent, sur le versant nord des chaînes cantabriques, les grands bancs de calcaires à rudistes de l'Aptien, continuation de l'Urgonien provençal et pyrénéen. Entre ces formations et les grandes masses gréseuses du Cénomanién, MENGAUD a pu dater un Albien mal délimité vers le bas, à faciès néritique, caractérisé par l'inconstance et la variété de ses dépôts. Ceux-ci accusent un régime littoral très instable. Cet Albien se termine par un niveau calcaire à *Caprina choffati* que l'auteur parallélise avec celui, bien connu, du Vraconien du Portugal.

Au-dessus de ces formations zoogènes, s'étendent les grandes masses gréseuses du Cénomanién.

C'est dans ces couches du Vraconien, immédiatement sous les grès cénomaniens, que se situent les bancs à Stromatopores. Leur âge est donc albien tout-à-fait supérieur.

Ils proviennent de trois gisements qui sont, de l'Est à l'Ouest, La Punta del Dichoso près de Suances, les falaises situées à l'Ouest de Comillas et une carrière à San Vicente de la Barquera. Ces gisements se situent tous dans le même niveau de l'Albien, quoique dans des conditions de dépôt un peu différentes dans les trois localités.

Punta del Dichoso : La plus grande partie du matériel provient de la petite presqu'île de la punta del Dichoso qui protège des vents d'Ouest le phare et la Ria de Suances, dans la province de Santander.

MENGAUD a décrit en détail la stratigraphie de ce promontoire formé principalement de calcaires à rudistes allant du Gargasien au sommet de l'Albien. Dans tous ces grands bancs compacts, transformés en lapiaz par l'érosion marine, qui met les fossiles en relief, nos patientes investigations ne nous ont fourni aucun Stromatopore. Mais au sommet de la série, après un très court épisode gréseux, brusquement apparaissent des Actinostromidés en grand nombre. Ils disparaissent aussi brusquement, deux mètres plus haut, avec le début des grès.

On retrouve les mêmes couches des deux côtés du promontoire, entre la pointe et le phare au Nord et entre la pointe et la petite Plage des Fous sur le versant Sud. C'est un calcaire très dur, farci d'*Actinostromaria*, qui s'y trouvent sous trois formes à peu près en quantités égales et toujours associées.

Comillas : Le long de la grande falaise que domine le Séminaire, on peut aisément suivre la succession des couches crétacées régulièrement inclinées. Un peu à l'Ouest du village, juste avant l'apparition des grès cénomaniens, une mince lumachelle, extrêmement irrégulière, aux éléments triturés, semble avoir constitué un bref épisode localisé et très instable. C'est dans cette lumachelle que se trouvent les *Actinostromaria* sous forme de très petites colonies malingres, mais pas brisées. Ce sont les mêmes espèces qu'à Suances.

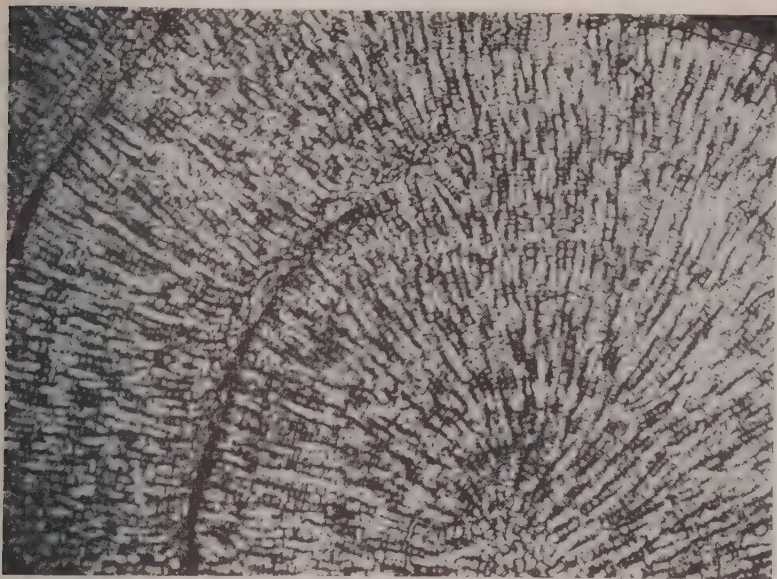


Fig. 1. *Actinostromaria tenuis* nov. sp. Section radiale dans l'holotype. 8 fois.

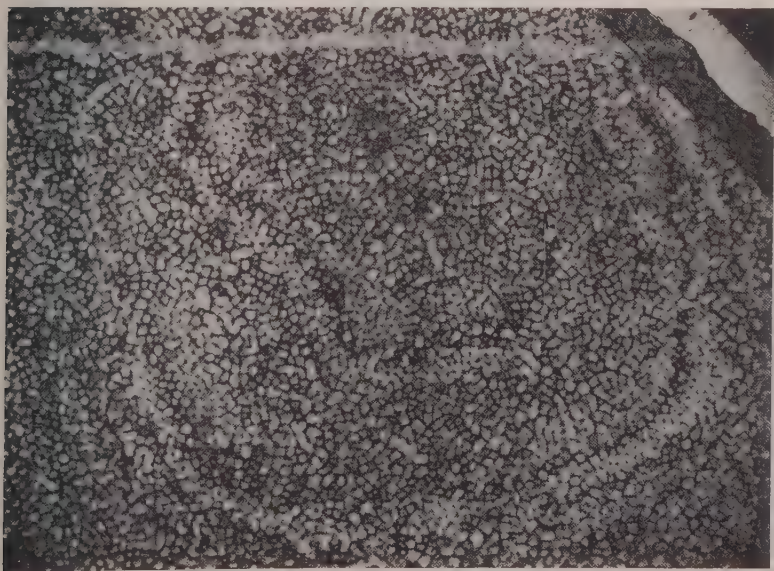


Fig. 2. *Actinostromaria tenuis* nov. sp. Section tangentielle dans le paratype N° 39357. 8 fois.

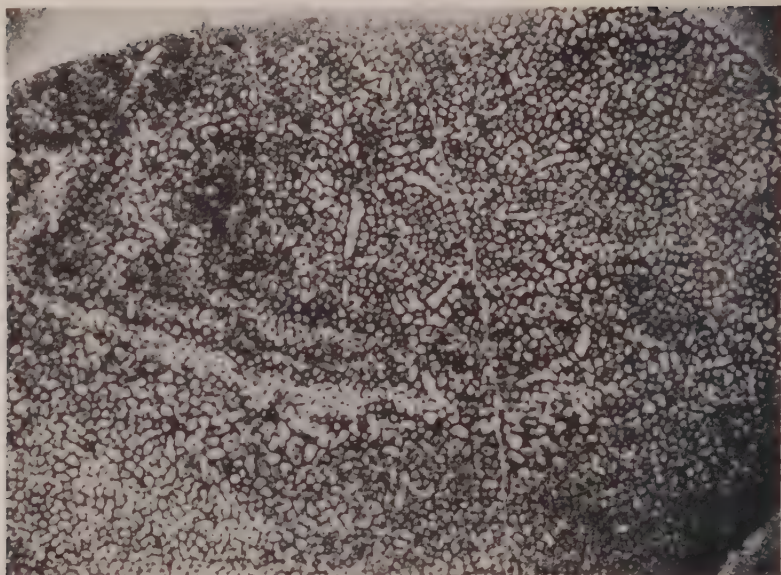


Fig. 3. *Actinostromaria tenuis* nov. sp. Section tang. dans le paratype N° 39357. 8 fois.



Fig. 4. *Actinostromaria tenuis* nov. sp. Section radiale dans le paratype N° 39368. 8 fois.

San Vicente de la Barquera: En suivant la côte plus à l'Ouest encore on arrive à une nouvelle Ria, celle de San Vicente de la Barquera. Un phare est campé sur un promontoire aux couches très redressées, constituées précisément par le Vraconnien. L'accès en est difficile, mais on les retrouve dans une petite carrière en bordure de la route qui relie le phare à la petite ville de San Vicente. C'est là que nous avons retrouvé les mêmes espèces d'*Actinostromaria*, encroûtées dans des calcaires très durs et, par conséquent, impossibles à dégager.

DESCRIPTION DU MATÉRIEL

Les Stromatopores trouvés dans cet étage sont exclusivement des *Actinostromaria* sous trois formes différentes. Deux sont des espèces nouvelles; de la troisième nous avons fait une variété de *A. cantabrica* pour ne pas multiplier les espèces plus qu'il n'est nécessaire; elle en est en effet très proche.

Actinostromaria tenuis nov. sp.

Fig. 1-4

Les types sont déposés au Musée géologique cantonal de Lausanne sous les numéros suivants:

Holotype: 39347

Paratypes: 39348-39378

Age: Albien sup.

Gisement type: Punta del Dichoso, Suances, province de Santander.

Diagnose: Colonies aplaties, mais non encroûtantes. Squelette orthogonal très fin. Les éléments squelettiques radiaux sont dominants, continus mais légèrement sinueux. Les éléments tangentiels sont peu marqués et discontinus; ils sont plus serrés que les éléments radiaux. La surface naturelle est réticulée, à mailles anguleuses, parfois ouvertes; elle est rarement ponctuée. Tous les éléments squelettiques, tant radiaux que tangentiels, sont trabéculaires.

Les astrorhizes sont petites, très estompées. Le centre en est mal délimité. En surfaces radiales, elles se présentent sous forme de tubes astrorhizaux verticaux, parallèles aux éléments radiaux, à peine plus larges que les espaces qui séparent ces derniers et s'en distinguent à peine.

La microstructure est radiale, formée d'un axe granuleux entouré d'un manchon de microcristaux perpendiculaires à l'axe.

Dimensions des éléments squelettiques:

Éléments radiaux: 50 à 90 μ On en compte 13 à 15 sur 2 mm.

Éléments tangentiels: 50 à 70 μ On en compte 22 à 25 sur 2 mm.

Analogies: Deux espèces d'*Actinostromaria* seulement possèdent un squelette aussi fin. Ce sont *A. ceciliae* PFENDER, du Cénomanien de Syrie et *A. kiliani* DEHORNE, du Sénonien de Martigues. *A. ceciliae* possède de belles astrorhizes très bien différenciées et *A. kiliani*, au squelette encore plus ténu et moins régulier, est lardée de branches astrorhizales verticales et latérales qu'on ne retrouve nullement chez *A. tenuis*.

Le nom de *tenuis* donné à cette espèce rappelle la finesse de son squelette.

Description : La plupart des colonies sont lamellaires, mais non encroûtantes. Elles devaient s'agrandir latéralement à partir d'un point central comme une petite ombrelle aux bords souvent dédoublés. Le matériel étant solidement enrobé dans la roche, nous n'avons jamais pu dégager le point d'appui central, mais les lames plus ou moins épaisses qui constituent le squelette ne se sont pas développées vers le haut seulement, à partir d'une large base, mais simultanément vers le haut et vers le bas à partir d'une étroite zone médiane irrégulière et réticulée. (Fig. 4). Les éléments squelettiques tangentiels de la face inférieure contournent la partie distale de la colonie et se continuent dans la partie supérieure. De même, les éléments radiaux s'allongeaient aussi bien vers le bas que vers le haut. La face inférieure de la colonie était donc libre et aussi prospère que la face supérieure. Les éléments tangentiels encapuchonnaient ainsi toute la partie distale des lames.

Dans de nombreuses coupes, aussi bien radiales que tangentielles, les éléments squelettiques, coupés transversalement sont parfaitement circulaires. Ils sont donc bien trabéculaires et forment un réseau tant vertical que tangentiel.

La surface naturelle des colonies n'est pratiquement jamais visible, car elle est toujours encroûtée ou enlevée par l'érosion. Les surfaces usées, par contre, sont très nettes et présentent un réseau vermiculé, rarement ponctué, à mailles irrégulières, polygonales et anguleuses, souvent incomplètement fermées. Dans les coupes minces tangentielles, par contre, des zones ponctuées interlaminaires alternent avec les zones réticulées des éléments tangentiels (Fig. 2).

Les astrorhizes sont à peine ébauchées dans ce lacis; les branches en sont courtes et indistinctes, les centres mal individualisés et marqués seulement par la convergence, rarement observable, de cinq à six moignons de branches latérales. (Fig. 3) Dans les surfaces et les coupes radiales, les astrorhizes ne se manifestent que par des canaux courts, parallèles aux éléments radiaux. Ils ondulent légèrement avec eux sans les couper obliquement (Fig. 1).

Certains échantillons présentent une latilamination due à une variation de la coloration et non pas à un changement dans l'allure du réseau squelettique. Des zones plus foncées alternent avec d'autres plus transparentes.

Matériel étudié : La matériel récolté comprend plus d'une centaine de colonies dont la taille ne dépasse guère 10 cm. Aucune ne présente de mamelons, de verrues ou une tendance quelconque à la formation de digitations. Elles se trouvent partout associées à *A. cantabrica* et à sa variété *larga*. La plus grande partie du matériel provient de Suances. Les deux autres localités en ont fourni également, quoiqu'en moins grande quantité.

Actinostromaria cantabrica nov. sp.

Fig. 5-7

Les types sont déposés au Musée géologique cantonal de Lausanne sous les numéros suivants :

Holotype: 39381

Paratypes: 39382-39403

Age: Albien sup.

Gisement type: Punta del Dichoso, Suances, province de Santander.

Diagnose : Colonies massives, arrondies, jamais mamelonnées. Le réseau squelettique est lâche, à grandes mailles. Les éléments squelettiques radiaux sont grêles, sinueux et peu dominants; les éléments tangentiels, souvent discontinus, se suivent pourtant à des niveaux constants. Les astrorhizes, très peu individualisées, sont formées de nombreux tubes verticaux étroits, peu différenciés du reste du squelette, souvent groupés en systèmes astrorhizaux estompés.



Fig. 5. *Actinostromaria cantabrica* nov. sp. Section radiale dans l'holotype. 8 fois.

La microstructure est radiale, formée d'un axe central foncé, entouré d'un manchon de microcristaux perpendiculaires à l'axe.

Dimensions des éléments squelettiques :

Éléments radiaux 65 à 100 μ On en compte 6 à 8 sur 2 mm.

Éléments tangentiels 60 à 85 μ .

Analogies : L'espèce la plus voisine de *A. cantabrica* est sans aucun doute *A. rhodoclada* STEINER, du Valanginien du Jura. On y retrouve la même allure sinueuse des éléments radiaux, la gracilité du squelette qui occupe beaucoup moins

de place que les espaces vides, la croissance massive et, enfin, les astrorhizes très peu individualisées. Toutefois, *A. cantabrica* s'en distingue par la gracilité plus marquée du squelette, les éléments radiaux étant plus fins et les mailles légèrement plus grandes. (Eléments radiaux de 80 à 150 μ chez *A. rhodoclada* et de 65 à 100 μ chez *A. cantabrica*). Les éléments squelettiques sont aussi plus sinueux, l'allure générale du squelette plus désordonnée.

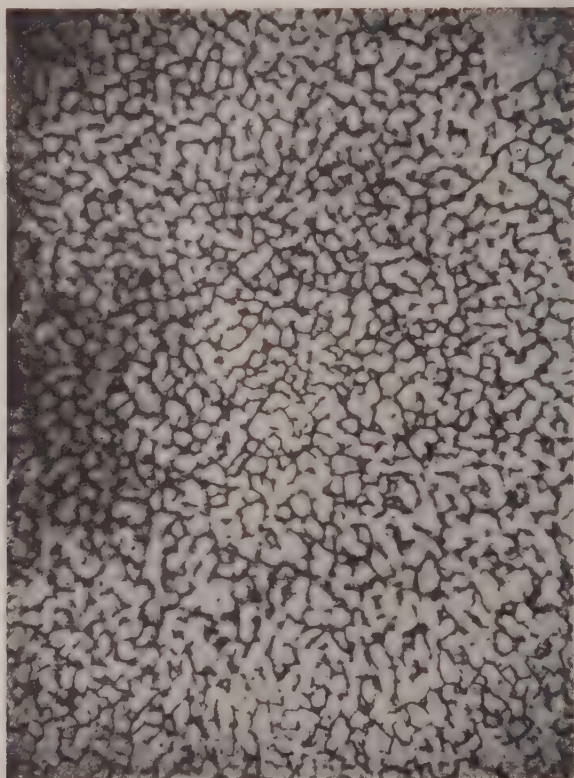


Fig. 6. *Actinostromaria cantabrica* nov. sp. Section tang. dans l'holotype. 8 fois.

Description: Les colonies sont toutes massives, sphériques ou hémisphériques, parfois encroûtantes, mais alors toujours épaisses, jamais étalées en lames minces. L'érosion marine a presque toujours sculpté la surface naturelle des colonies en formes capricieuses, mais lorsque celle-ci est conservée, elle est arrondie, jamais mamelonnée ni digitée. Sur les surfaces errodées, le squelette est vermiculé et forme un lacis irrégulier de mailles parfois fermées, plus souvent ouvertes. Ici et là se devine une organisation stellaire rudimentaire.

Sur les surfaces polies radiales, le squelette est grossièrement orthogonal. Les

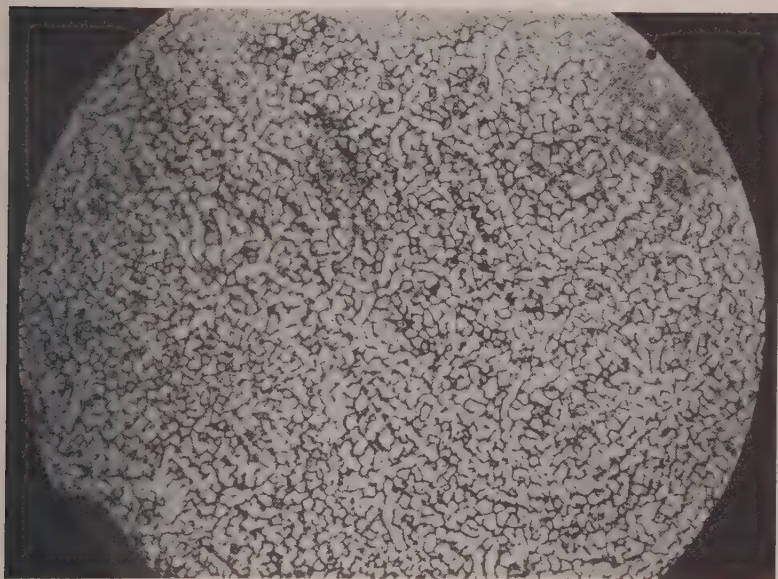


Fig. 7. *Actinostromaria cantabrica* nov. sp. Section tang. dans le paratype N° 39398 montrant les astrorhizes. Gross. 5 fois.

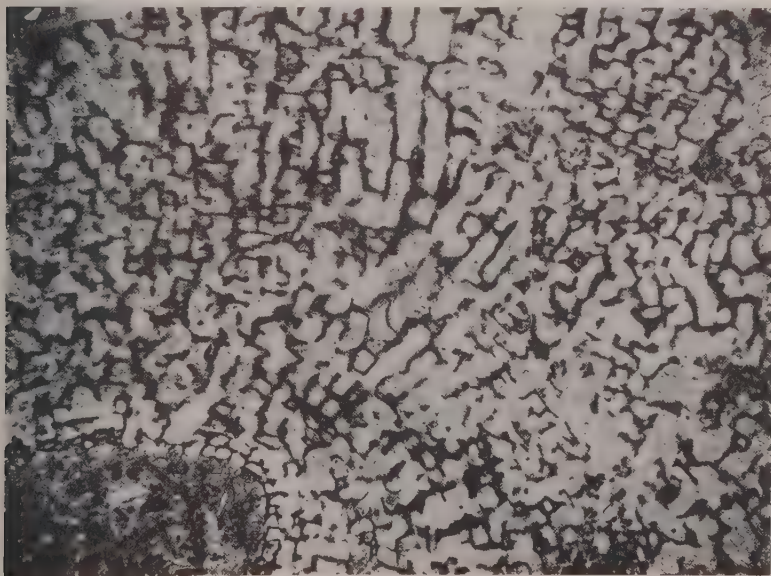


Fig. 8. *Actinostromaria cantabrica* var. *larga* nov. sp. nov. var. Section radiale dans l'holotype. 8 fois.



Fig. 9. *Actinostromaria cantabrica* var. *larga* nov. sp. nov. var. Section tang. dans l'holotype. 8 fois.



Fig. 10. *Actinostromaria cantabrica* var. *larga* nov. sp. nov. var. Section radiale dans l'holotype.
Gross. 5 fois.

éléments radiaux sont sinueux et un peu désordonnés. L'irrégularité du réseau squelettique est encore augmentée par la présence des branches astrorhizales qui ondulent avec la même allure que les espaces normaux et s'en distinguent seulement par leurs dimensions un peu plus fortes. Elles sont réparties partout dans la masse.

Sur les surfaces polies tangentielles, le squelette forme un réseau de mailles polygonales, irrégulières, souvent incomplètement fermées. Ces mailles ne sont toutefois pas les sections de tubes fermés et soudés; les éléments squelettiques restent partout trabéculaires. Au sein de ce réseau se dessinent de rares astrorhizes rudimentaires; à ces endroits, les mailles du réseau restent ouvertes pour former de courtes branches rayonnantes, sans jamais de tube central individualisé. (Fig. 7)

Matériel étudié: Le matériel récolté comprend une cinquantaine de colonies mesurant de cinq à dix centimètres de diamètre. Un spécimen provient de Comillas, neuf de San Vicente et le reste de Suances.

Actinostromaria cantabrica var. *larga*

Fig. 8-10

Les types, déposés au Musée géologique de Lausanne, s'y trouvent sous les numéros suivants:

Holotype: 39404 Paratypes: 39405-39410.

Age: Albien sup.

Gisement type: Punta del Dichoso, Suances, province de Santander.

Diagnose: La diagnose est la même que pour *A. cantabrica*, excepté pour les dimensions du squelette. Les fibres ne sont pas plus fortes, plus épaisses, mais notablement plus espacées. Le réseau en est ainsi plus lâche, les mailles plus grandes, d'où le nom de *larga* donné à cette variété. En outre, les astrorhizes y sont un peu mieux marquées, les colonies plus volumineuses.

Dimensions des éléments squelettiques:

Éléments radiaux: 65-100 μ . On en compte entre 5,5 et 6,5 sur 2 mm.

Éléments tangentiels 60-90 μ .

Matériel étudié: Le matériel récolté comprend 27 colonies, dont une de San Vicente, deux de Comillas et le reste de Suances.

Cette forme ayant beaucoup d'analogies avec *A. cantabrica*, nous en avons fait une variété, afin de ne pas multiplier inutilement le nombre des espèces. Elle se trouve toujours associée à *A. cantabrica*.

ÉCOLOGIE

La roche qui enrobe nos *Actinostromaria* et la faune qui les accompagne dénotent un régime littoral très instable. Il ne s'agit nullement ici de formations récifales, mais de dépôts côtiers peu profonds et très brassés. La roche est un calcaire gréseux très dur à Suances, plus compact à San Vicente, une lumachelle brisée à Comillas. Les débris d'organismes abondent dans les trois gisements, faune toujours côtière de mollusques, bryozoaires, polypiers etc., ainsi que d'abondants

foraminifères. Les *Actinostromaria* se sont accomodés là de conditions de vie assez différentes de celles où on les trouve souvent. Les apports détritiques étaient abondants, mais pas vaseux. L'eau devait être claire, tout en charriant de nombreux débris. Alors que tous les espaces vides du squelette sont remplis de calcite transparente, certaines colonies seulement ont leur surface envasée jusqu'à un cm. de profondeur au maximum. Cet envasement est-il postérieur à la mort de la colonie ou l'a-t-il provoquée, nous ne pouvons le dire.

Dans ces conditions écologiques, les colonies sont petites pour la plupart, surtout chez *A. tenuis*. Ces organismes ne vivaient probablement pas dans leurs conditions optima, mais on peut en conclure que les *Actinostromaria* supportaient des eaux très agitées, chargées même de matériaux détritiques, mais non polluées. On ne trouve du reste, dans ces eaux, que des formes résistantes aux vagues, arrondies ou aplaties, jamais dendroïdes.

Il est à remarquer que la faune des bancs calcaires sous-jacents, où nous n'avons pas trouvé le moindre Stromatopore, est semblable à celle du niveau où ces organismes apparaissent brusquement.

OUVRAGES CITÉS

- CIRY, RAYMOND (1939): *Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander*. Thèse. Paris. S. (A) N° 1887.
 DEHORNE, YVONNE (1917): *Sur une espèce nouvelle de Stromatopore du calcaire à Hippurites «Actinostroma kiliani»*. C. R. Acad. Sci. Paris 164.
 MENGAUD, LOUIS (1920): *Recherches géologiques dans la région cantabrique*. Toulouse 1920.
 PFENDER, JULIETTE (1937): *Quelques Hydrozoaires de la Syrie septentrionale*. Haut Comm. en Syrie et au Liban. Notes et Mém. 2, (p. 125).
 STEINER, ALICE (1932): *Contribution à l'étude des Stromatopores secondaires*. Bull. Lab. Géol. Geogr. phys. Min. et Pal. de l'Univ. Lausanne, N° 50.

5. FRÉD. ED. KOPY (Bâle): Les Lagopèdes de la station magdalénienne de La Vache dans les Pyrénées. Avec 2 figures dans le texte.

Le genre *Lagopus* BRISS. comporte surtout trois espèces:

1. *Lagopus lagopus* L. (= *L. albus* GMELIN) tétras des saules, Moorhuhn.
2. *Lagopus mutus* MARTIN (= *L. alpinus* NILLS.) ptarmigan, tétras des neiges, Schneehuhn.
3. *Lagopus scoticus* LATH., grouse. Ce dernier se distingue des deux premiers par le fait qu'il ne devient pas blanc en hiver.

L. lagopus est un peu plus grand que *L. mutus*. Pour le premier BREHM indique une longueur de 40 cm. pour le mâle et 38 pour la femelle. Il attribue à *L. mutus* une longueur de 35 cm. et ne parle pas de différences sexuelles de taille. *L. scoticus* est propre à l'Ecosse. Nous laisserons cette espèce de côté dans cette note.

Dans son travail de 1863 sur les oiseaux fossiles MILNE-EDWARDS ne parlait pas encore de lagopèdes. Depuis lors on s'est rendu compte qu'ils sont fréquents dans les gisements paléolithiques. Rares au moustérien ils deviennent de plus en plus nombreux jusqu'à la fin du magdalénien.

Là où ils sont abondants leurs ossements proviennent des repas des chasseurs paléolithiques. Mais ils peuvent aussi, comme par exemple à Merkenstein, avoir été apportés par les oiseaux de proie, principalement le harfang ou le grand-duc et éventuellement aussi par les renards.

Le plus souvent les deux espèces se trouvent mélangées dans les gisements et elles ne sont pas faciles à distinguer.

C'est NEHRING, semble-t-il, qui précisa qu'il est possible de distinguer les deux espèces d'après les longueurs des tarsométatarses, qui sont plus fortes chez *L. lagopus* que chez *L. mutus*.

D'après HESCHELER (1907) les tarsométatarses de *L. mutus* actuels mesurent de 33 à 35 mm. A Thayngen il trouve *L. mutus* plus nombreux que *L. lagopus*. Il y avait en tout environ 93 lagopèdes. Au Schweizersbild c'était au contraire *L. lagopus* qui était le mieux représenté.

Dans son travail sur la faune diluvienne des cavernes de la Basse-Autriche, WOLDRICH (1893) décrit, provenant de la Schusterlucke, 280 tarsométatarses de *L. lagopus* et 255 pièces attribuées à *L. mutus*. Il crée aussi une forme intermédiaire qu'il baptise *L. medius*, qui serait produite par métissage entre les deux autres espèces. Il rappelle à cette occasion que *Lyrurus tetrix* et *Tetrao urogallus*, en se mélangeant, produisent une forme de grandeur moyenne: *Tetrao medius* (Rackelhahn des Allemands). Il dénombre, de cette caverne, 220 tarsométatarses qui pourraient appartenir à cette forme hybride. Plus tard Lambrecht émettra l'opinion que le *L. medius* n'est pas autre chose que *L. scoticus*.

L'opinion de WOLDRICH n'est malheureusement appuyée sur aucune mensuration et semble être une vue théorique. La planche VI de son travail reproduit les pièces en question.

STUDER, dans son étude sur les oiseaux dans l'ouvrage de SARASIN (1918) sur les cavernes de la vallée de la Birse, constate la présence de *L. lagopus* à Birseck, Kaltbrunnental, Thierstein et celle de *L. mutus* seulement dans les deux premières stations. Partout les lagopèdes sont pauvrement représentés. *L. mutus* se trouve aussi sur la liste des oiseaux de Veyrier et de Villeneuve, deux stations magdaléniennes. STUDER rappelle que les deux espèces de lagopèdes se trouvent souvent associées dans les gisements, *L. lagopus* étant particulièrement associé aux animaux nordiques: lemming, isatis et lièvre variable. Bien que BOULE n'ait trouvé qu'un seul humérus de lagopède dans la caverne de l'Observatoire à Grimaldi on a signalé sa présence jusque dans les environs de Santander en Espagne.

En bref on peut dire que les lagopèdes représentent des oiseaux bien caractéristiques de la faune magdalénienne, où ils sont particulièrement fréquents. Dans les gisements moustériens ils sont beaucoup plus rares et il semble qu'il s'agit ici toujours du *L. lagopus*, comme à Wildscheuer, Sirgenstein et Cotencher. Se basant sur cette constatation, STEHLIN avance que cette dernière espèce devait déjà être établie en Europe avant la dernière glaciation.

En examinant la faunule de la caverne de La Vache, dans les Pyrénées, aimablement mise à notre disposition par MM. NOUGIER et ROBERT, nous avons constaté que les nombreux restes d'oiseaux se rapportaient presque tous à des lagopèdes. Il nous a paru intéressant de comparer ces oiseaux à ceux des stations magdaléniennes de Suisse. La caverne pyrénéenne contient une riche couche magdalénienne

d'environ 60 cm. d'épaisseur et la faunule est assez riche: bouquetin, renne, chamois, cerf, loup, renard et isatis, ours brun, etc. et comme oiseaux: *Gypaetus barbatus*, *Gyps fulvus*, *Buteo buteo*, *Nyctea nyctea*, *Mergus merganser*, etc. Nous avons aussi pu utiliser pour comparaison quelques ossements provenant des grottes de Grimaldi (fouilles RIVIÈRE), aimablement communiqués par le Prof. GOURY et dont on ne sait rien d'exact, si ce n'est qu'ils se rapportent au paléolithique supérieur.

Nous avons mesuré les cent tarsométatarses les mieux conservés et les avons répartis d'après leur fréquence dans des classes séparées par un intervalle de 0,5

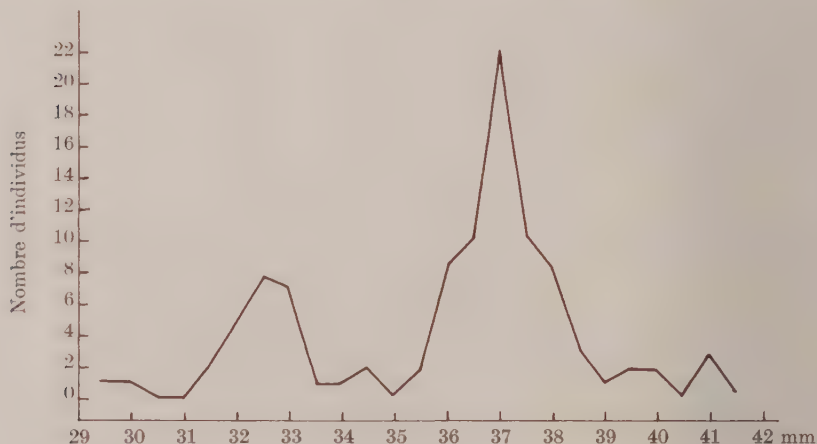


Fig. 1. Courbe de fréquence des longueurs de 100 tarsométatarses des lagopèdes de la caverne de la Vache. En abscisses les longueurs en mm, en ordonnées le nombre des individus.

mm. Nous avons ainsi obtenu la courbe ci-contre. Comme on le voit cette courbe présente deux sommets très nets, l'un correspondant à la classe de 32,5 mm. et l'autre à celle de 37 mm. On peut considérer ces chiffres comme la moyenne des deux espèces de *Lagopus*. On remarquera que les deux espèces sont nettement séparées et qu'il n'y a aucun chevauchement.

Dans notre gisement *L. lagopus* est représenté par 75 individus et *L. mutus* par 25 individus, soit la proportion de 3/1.

Etant donné la situation méridionale de La Vache et le fait que les environs sont très rocheux, on aurait plutôt attendu que les *L. mutus* aient été les plus nombreux. Il est d'ailleurs possible que *L. lagopus* ait été plus facile à capturer que l'autre espèce. Mais nous ne savons rien de précis à ce sujet. Si les difficultés de la chasse ont été les mêmes pour les deux espèces on est tenté d'admettre que tout le magdalénien de la station s'est déroulé dans un climat très froid, car les lagopèdes sont répartis également dans toute la couche. Mais il faut faire la restriction que le magdalénien inférieur ne paraît pas représenté dans le remplissage.

Nous avons aussi mesuré les longueurs de 411 humérus et de 302 fémurs et obtenu les chiffres suivants:

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	mm.
Humérus	—	—	—	—	5	10	32	38	58	69	35	40	31	11	8	9	2	3	
Fémurs	6	5	17	43	44	43	39	17	27	15	22	11	9	1	2	2	—	—	

Si on traduisait en graphique les chiffres ci-dessus on n'obtiendrait pas deux sommets bien nets comme pour les tarsométatarses, mais des courbes un peu irrégulières. Cela est produit sans doute par un fort chevauchement des dimensions des os des deux espèces. On peut admettre que les grandes dimensions appartiennent à *L. lagopus* et les petites à *L. mutus*. Mais on ne voit pas où faire la limite. Humérus et fémurs ne peuvent être utilisés pour la discrimination des espèces. Le seul enseignement qu'on puisse tirer du tableau ci-dessus est que chez *L. mutus* les longueurs minima de l'humérus et du fémur sont de 55 et 51 mm., et que chez

L. lagopus les longueurs maxima des mêmes ossements sont de 68 et 66 mm. Ces dimensions sont sensiblement les mêmes que celles des lagopèdes, peu nombreux d'ailleurs, provenant des stations magdaléniennes suisses et conservés au Musée de Bâle.

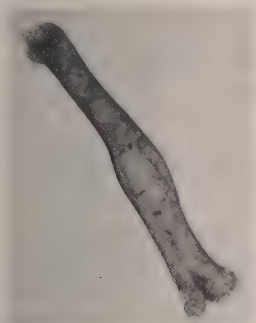


Fig. 2. Radiographie positive d'un fémur de lagopède avec une fracture guérie.

(Phot. Dr JEANNERET. Grandeur naturelle.)

Disposant aussi de 67 tarsométatarses du paléolithique supérieur de Grimaldi nous les avons traités de la même façon que ceux des Pyrénées et établi une courbe de fréquence qui est encore plus nette que celle de La Vache. Un premier groupe comprend 60 individus, allant de 28 à 33 mm. et ayant une moyenne arithmétique de 31,3 mm. Il s'agit ici certainement de *L. mutus*. Un second groupe va de 39 à 42 mm., se compose de 8 individus seulement avec une moyenne de 41 mm. Ce sont des *L. lagopus*, qui sont beaucoup moins nombreux que dans les Pyrénées, probablement parce que le climat était à Grimaldi adouci.

Comme on le voit le tarsométatarse des lagopèdes permet de reconnaître avec assez de certitude de quelle espèce il s'agit. Mais il faut toutefois signaler que d'autres galliformes ont des tarsométatarses se rapprochant beaucoup de ceux des lagopèdes. *Tetrastes bonasia*, *Caccabis* et *Perdix* se distinguent moins par la longueur du tarsométatarse que par des particularités morphologiques qui demandent à être recherchées, surtout à leur extrémité distale.

Il importe encore de préciser que les lagopèdes ont bien été apportés dans la caverne par les paléolithiques. En effet, le gisement magdalénien se trouve au fond de la caverne, à un endroit où la voûte est très basse et où il n'y a pas de corniches ayant pu porter un nid d'oiseau de proie. On n'a pas trouvé non plus de pelotes.

Les os de lagopèdes gisaient autour de plusieurs foyers avec de gros galets montrant des traces d'ustion et qui semblent avoir servi à cuire les oiseaux. Enfin nous avons trouvé souvent sur les os, principalement à la tête de l'humérus, de très fines incisions qui ont été faites par un silex tranchant lors du dépeçage.

Sur plusieurs centaines d'os examinés nous n'avons rien trouvé de pathologique, à part une fracture consolidée de la furcula et une autre d'un fémur. On verra sur la radiographie de ce dernier comment la guérison s'est faite de façon parfaite, presque sans déformation et avec formation d'un minimum de cal.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

HESCHELER in HEIERLI (1907): Nouveaux mém. Soc. helv. Sci. nat. 43.

NOUGIER & ROBERT (1956): La Nature, mai, n° 3252.

STUDER in SARASIN (1918): Nouveaux mém. Soc. helv. Sci. nat., 54. Mém. 2.

WOLDRICH (1893): Denkschr. Kaiserl. Akad. Wissensch. Math. Nat. Classe.

6. FRITZ LIEB (Basel): Die Ammonitenhorizonte des Aalénien und unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Baselbietes und des Aargaus. Mit 1 Textfigur.

2. Der Fazieswechsel der Murchisonaeschichten zwischen Ormalingen (Baselland) und Wegenstetten (Aargau)¹⁾

Verfolgt man den Zug der Murchisonaeschichten von den letzten von uns zur Darstellung gelangten Profilen (LIEB & BODMER: Eclogae geol. Helv. 48, Nr. 2, 1955) bei Fluh, östlich Gelterkinden, in nordöstlicher Richtung, so stösst man westlich der Strasse Ormalingen Hemmiken (westlich Grauenstein, Landeskarte der Schweiz 1:25000:633,625 258,500) und weiterhin im nördlichen Eck der Wischberghalden westlich Asphof (Rothenfluh) 634,825/259,325) auf bisher unbeachtete Aufschlüsse, deren Aufbau noch ganz dem faziellen Charakter jener Profile entspricht.

Im zuerst erwähnten Aufschluss bei Ormalingen ist – von oben nach unten – im Hangenden die Staufensiszone der Murchisonaeschichten aufgeschlossen. In deren Basisschichten stellte ich in genau derselben Ausbildung wie an der Fluh (Nordseite) zwei (bzw. drei) Ammonitenhorizonte mit *Staufenia staufensis* und Ludwigien sowie mit Nestern von kleinen Bivalven und (im untern Horizont) der schon hier vorkommenden *Homoeorhynchia stephensi* (DAVIDSON) fest. Es folgt mit *Costileiocers dicoideum* (selten) und *Ludwigia obtusa* die Discoideumzone. Schliesslich ist die mangels Fossilien schwer abgrenzbare Sinonzone wohl in ihrem ganzen Umfange gerade noch aufgeschlossen.

Der zweite Aufschluss beim Asphof beginnt im Hangenden mit den arg zerütteten und über den Mergeln abgerutschten Basisschichten der Concavum-

¹⁾ Herzlich danken möchte ich WALTER BODMER für seine Mithilfe beim ersten Erschliessen der Aufschlüsse am Ghei sowie DANIEL BERNOULLI, Dr. WERNER BRÜCKNER, Dr. HANS LAUBSCHER und FREDDY STUMM für die Mitarbeit im Felde, ganz besonders aber LUKAS HOTTINGER für die Ausarbeitung der beigelegten Figur. Das aufgesammelte Belegmaterial befindet sich – mit geringer Ausnahme – im Besitze des Basler Naturhistorischen Museums.

zone (mit *Graphoceras* (sc. *Ludwigella*) *arcitenens*): es folgt der durch Mergel von jener getrennte fossilarme «Praeconcavumhorizont²⁾ in reduzierter Mächtigkeit (ca. 50 cm) und in besonders mächtiger Entfaltung (2 m 70) die Bradfordsis-deciapienszone mit den (wie schon in den von uns behandelten Aufschlüssen) für sie charakteristischen Brasilien im Hangenden und – etwas tiefer – dem ebenso bezeichnenden Homoeorhynchiasstephensi-horizont. Es folgt, auch hier in genau derselben Ausbildung wie dort die Staufensiszone, in deren oberem Ammonitenhorizont wir wenigstens eine *Staufenia* neben den üblichen Bivalven fanden. Die Discoideumzone dürfte durch eine Grabung gerade noch erreicht worden sein. Ammoniten der folgenden Sinonzone fand ich in einem nahen Mäuerchen. Sie werden aus der jetzt verschütteten Basis unseres Aufschlusses stammen, der früher als Steinbruch benutzt worden ist³⁾.

Durch die beiden neu erschlossenen Aufschlüsse lässt sich der kontinuierliche fazielle Aufbau der Murchisonaeschichten des oberen Baselbietes bis an die Aargauer Grenze verfolgen. Dadurch wird unsere Aufteilung in bestimmte Ammonitenzonen und Subzonen vollauf bestätigt. Die gleiche Ausbildung der Murchisonaeschichten stellte ich auch noch nördlich Hemmiken bei Stockacker (an drei Stellen) fest. Aus dem dort, wie weithin im Gebiete nördlich der Ergolz eisenoolithischen Dache der Bradfordensiszone stammt die für diesen Horizont so bezeichnende *Brasilia similis* BUCKMAN. In breiter Front (südwärts bis östlich vom Hauensteinbasistunnel, ja bis in die Gegend von Lostorf-Bad verfolgbar) stösst gleichsam die beschriebene oberbaselbieter Fazies der Murchisonaeschichten vom SW her gegen den Aargau vor.

Sowie wir aber ostwärts die Kantonsgrenze ganz nahe beim Asphof überschreiten, bietet sich uns ein ganz anderes Bild; so zuerst am neuen Weg in den Ruebhalden (nur 1100 m vom Aufschluss westlich Asphof entfernt (636,180/125,375 und westlich davon), wo allerdings in fast durchwegs zerrüttetem Zustand und nicht lückenlos die Schichtabfolge von den obersten Opalinumtonen bis zur Eudmeloceras-Disciteszone anhand der Ammonitenfunde zu rekonstruieren ist, und dann weiter östlich, nördlich Ghei, im Norden von Wegenstetten (636,180/259,375) in einer ganzen Reihe von Anrissen sehr gut, wenn auch je nur in miteinander verbindbaren Teilstücken aufgeschlossen.

Verfolgen wir hier den Schichtaufbau von unten nach oben, so stossen wir (am Wege) im Liegenden unmittelbar über den Opalinustonem zuerst auf die im

²⁾ So möchte ich den durch das ganze obere Baselbiet hindurch (sowie nördlich der Ergolz), südwärts bis ins Hauensteingebiet verfolgbar (bis 2 m mächtigen) fast fossilieren Horizont bezeichnen, der im Hangenden der Bradfordensiszone durchwegs in gleicher Ausbildung (feinspätige und sandige Kalke) feststellbar und jeweils durch einen bis gegen 3 m mächtigen Mergelhorizont von der Basis der Concavumzone getrennt ist.

³⁾ Auf der Westseite des Wischbergs nordöstlich Ormalingen stehen in dem kleinen Wäldchen südöstlich Zelgli, in der uns vom Ormalinger Profil her bekannten Ausbildung, einzelne Schichtpakete des unteren Staufensishorizontes (mit *Staufenia staufensis*, Belemniten, *Homoeorhynchia stephensi*, *Variamusium pumilus*) und der obersten Discoideumschichten (mit einem schlecht erhaltenen *Costileioceras discoideum*) an, und in geringer Entfernung davon sind im Kilchhölzli in der vom Asphof her bekannten Ausbildung der Praeconcavumhorizont und darunter die obersten Bradfordensiss-Disciapienschichten (mit schlecht erhaltenen Ludwigien, bzw. Brasilien) aufgeschlossen.

Tafeljura des oberen Baselbiets nirgends sicher nachweisbare Opalinum -Seisumzone, in der von uns schon kurz beschriebenen Ausbildung (Eclogae geol. Helv. 1954, Nr. 2), wie sie nun also vom Ghei, bzw. schon von den Ruebhalden und nicht erst von Sespen bei Oberfrick an nordostostwärts bis über die Aare (bei Döttingen) lückenlos und in derselben faziellen Ausbildung verfolgbare ist, mit den für diese Zone allein charakteristischen Leiocerasen der Leioceras-opalinum-Gruppe.

Es folgen eine Mergelzone und darüber die sehr harte, spätige und hier im Unterschiede zum oberen Baselbiet (vor allem Thürnen und Gelterkinden), aber auch Sespen, reduziert und fossilärmer die Sinonzone und schliesslich unmittelbar darüber, durch keine scharfe Grenze getrennt, auch noch (an der Basis) wie anderswo *Costileioceras sinon* enthaltend, die Discoideumzone mit den ersten Ludwigien (v. a. *L. obtusiformis*) und (besonders im Dach) mit zahlreichen *Costileioceras discoideum*. Diese offenbar nicht mehr ungestört zur Entfaltung gelangte Subzone, mit der die eigentlichen Murchisonaeschiechten (Murchisonaezone s. 1.) beginnen, schliesst ab mit einer fladenartigen, mehr oder weniger dicken, angebohrten und mit Serpulen besetzten verhärteten Platte als Anzeichen einer *Omission*. Diese konnte ich, jeweilen in etwas verschiedenem Niveau, auch im Bereiche der Staufenszone (soweit sie erhalten geblieben ist), auch im badischen Randengebiet (Eschach-Opferdingen) verfolgen. (Vgl. Fig. 1.)

Über der Omissionsfläche setzt im Ghei die Sedimentation der Concavumzone ein. Deren Basisschicht ist voll von aufgearbeiteten, z. T. angebohrten Trümmern, die aus der Discoideumzone stammen; mit dieser sind verbunden auffallend grosse Reste von Holz und aus derselben Zone stammende Ammoniten, vor allem Ludwigien (s. l.), dann aber auch solche, die wie *Brasilia similis* und vor allem *decipiens* aus der sonst nicht mehr feststellbaren Bradfordensis-Decipienszone herrühren dürften. Dagegen fehlt von *Staufenia staufensis* deren Vorkommen zwischen *Costileioceras discoideum* und den Brasilien der Bradfordensis-Decipienszone zu erwarten wäre, im Dach der Discoideumzone – jede Spur. Die Staufenszone ist also entweder nicht zur Sedimentation gelangt (epirogenetische Hebung des Meeresbodens⁴⁾) oder aber sie ist spurlos abgeräumt worden.

Zusammen mit den Ludwigien der Discoideumzone und den Brasilien der Bradfordensis-Decipienszone finden wir nun in dieser ausgesprochen späten Basisschicht der Concavumzone in grosser Anzahl die verschiedensten Graphocerasen, die typischen Vertreter der Concavumzone, unter ihnen auch *Graphoceras* (bzw. *Ludwigella*) *concavum*.

Die Concavumzone stösst also unmittelbar auf die (bereits etwas abgebaute) Discoideumzone. Die in nächster Nähe im obersten Baselbiet in normaler Weise zur Sedimentation gelangten Ablagerungen der Staufensis- und Bradfordensiszone – die dort zusammen eine Mächtigkeit von bis 7 Metern aufweisen – sind verschwunden oder gar nicht zur Ablagerung gelangt. Auffallend ist der bruske Fazieswechsel auf so kurze Distanz, ebenso wie die deutliche mit Aufarbeitung verbundene Omission. Im schweizerischen Juragebirge ist im unteren Dogger ein mit so offensichtlichen und beträchtlichen Sedimentationsstörungen verbun-

⁴⁾ Vgl. HANS FREBOLD: *Über cyclische Meeressedimentation im Lias Beta*, 1925.

dener Fazieswechsel eher selten⁵⁾. Die Concavumzone hingegen, mitsamt der folgenden Zone, ist besonders gut und mächtig entwickelt. Sie lässt sich hier im Ghei in drei jeweils durch Mergelhorizonte getrennte Unterabteilungen gliedern: 1. die Basisschichten mit dem aufgearbeiteten Material aus den tieferen Zonen im Liegenden; 2. einen mittleren Horizont mit den üblichen Graphoceraten und 3. einen oberen Horizont, der vor allem kleinere Ammoniten enthält, die ich nur noch an der Streuhalde südlich von Zeglingen im Kettenjura in einer alten Schuttrinne gefunden habe.

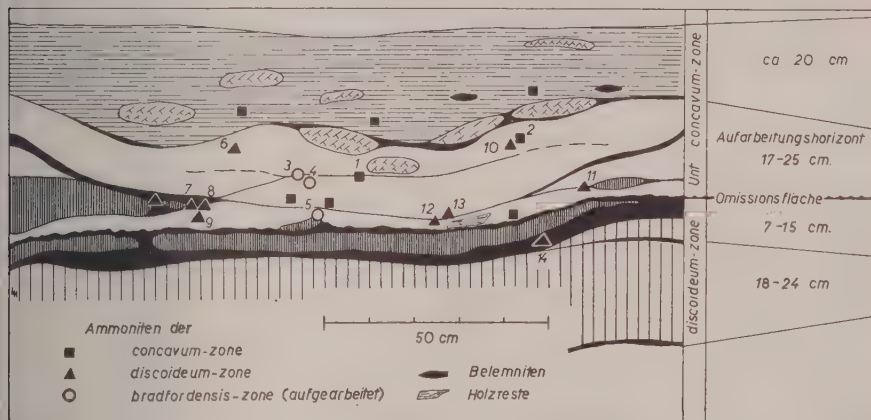


Fig. 1. Die Ammoniten in der Omissionszone des Aufschlusses am Ghei.

- Es bedeuten: 1: *Graphoceras (Ludwigella) rudis* BUCKMAN,
 2: *Graphoceras (Ludwigella) cornu* BUCKMAN,
 3: *Brasilia similis* BUCKMAN,
 4: *Brasilia decipiens* BUCKMAN,
 5: *Brasilia similis* BUCKMAN,
 6: *Ludwigia horni* LIEB & BODMER,
 7: *Ludwigia* sp.,
 8: *Ludwigia* aff. *gradata* in HORN, Taf. XIV, Fig. 1,
 9: *Ludwigia (Crickia) reflua* BUCKMAN,
 10: *Ludwigia* sp. in HORN (Taf. XV, Fig. 3),
 11 und 12: *Ludwigia (Rhaeboceras) tolutaria* BUCKMAN,
 13 und 14: *Costileioceras discoideum* (QUENSTEDT).

NB. ist auch ein Teil der hier verzeichneten Ammoniten der Discoideumzone aufgearbeitet.

Die schwarzen Quadrate ohne Nummern geben die Lage schlecht erhaltener Graphoceraten im allgemeinen an, die schwarzen Dreiecke die Lage von nicht weiter bestimmbar Ludwigen.

Die Mergelfugen und -Lagen, welche die Schichtpakete von einander trennen, sind als schwarze Flächen dargestellt.

⁵⁾ Ganz ähnliche stratigraphische Verhältnisse haben wir seit unserer Veröffentlichung in *Eclogae geol. Helv.* 46, 2, 1953 in *Sous les Roches* südlich Cornol in der Mont-Teri-Kette festgestellt. Dort kommen über einer deutlichen Omissionsfläche die Concavumschichten nicht nur unmittelbar über die abraisierte Discoideumzone zu liegen, sondern wir fanden in jenen aus dieser aufgearbeitete Ammoniten (*Costileioceras discoideum* und *Ludwigien*). Auch hier fehlt von *Staufenia staufensis* jede Spur.

Zone	Nr.	m	Gelterkinder Fluh, S und N	m	Ormalingen	m	Asphof
Concauym	4	1,50 ca. Süd:	Feinspätiger Kalk		Vegetation	0,80 ca.	Vegetation Graubraune, feinspätige, splittige Kalke, nach unten sandig wer- dend; abgerutscht auf den Mer- geln: <i>Cynophorinus arvensis</i> , Gastropoden, <i>Eufolium disci-</i> <i>formis</i> , <i>Varianusium pumilus</i> Graue sandige Mergel
	5	2,0 ca.	Mergel			0,75 ca.	
	6	2,0	Feinspätige und sandige Kalke			0,45	Graugelbe, feinspätige und san- dige Kalke
Praecon-	7a z	0,30	Blättriger Sandmergelkalk		Vegetation	0,20 0,07	Hellgraue, blättrige Sandkalke Hellgrauer, blättriger Sand- mergel; schlecht erhaltene Brasilien
	β	0,10	Schwach eisenoolithischer Sand- kalk; Ludwigen. Brasilien			0,30	Graue, feinspätige und sandige, ruppige Kalke, im Dache Knol- len: Brasilien etc. (s. Liste)
	7b	1,10	Ruppige Kalke: <i>Homoeorhynchia</i> <i>stephensi</i>			0,07	Graubrauner, blättriger Sand- mergelkalk
Bradfordensis-Decipiens	7c	0,15	Blättrige Sandmergelkalke: Belemniten			0,65	Graubraune, feinspätige Sand- kalke: <i>Homoeorhynchia stephensi</i> Belemniten
	7d	0,70	Feinspätige Kalke mit Ludwigen, <i>Homoeorhynchia stephensi</i>			0,32	Graue, blättrige Sandmergel- kalke; Knollen, Belemniten
	8	0,15	Blättrige Mergelkalke mit Knollen Belemniten		Reste späterer Banke	1,70	Graue, spätige Kalke mit sandi- gen Zwischenlagen
Staunensis	9/10a	0,30 Nord:	Gelbanwiternder, grauer Sandkalk	0,20 ca.	Blättrige, sandige Mergelkalke	0,35	Graue, blättrige Sandkalke mit <i>Cynodolophus</i>
	b	0,30	Bräunlicher, blättriger Kalk- mergel	0,20	Braungraue, spätige, eisenschüs- sige Kalke	0,40	Graubraunliche, feinspätige Sandkalke
	c	0,30	Graubraune, spätige Kalke		Grauer Sandmergelkalk	0,25	Graue, sandige Mergel mit Kalk- knauern
	d	0,10	Braune, sandige Mergelkalke: Belemniten	0,14	Braungraue, spätige Kalke	0,25	Graubraune, feinspätige Kalke
				0,14	Graue, blättrige Sandmergel	0,35	Graue Mergel und Mergelkalke: <i>Phacelasma</i>

e	0,15	0,65	f-h	0,15	0,43	0,30	0,30
Staufensis	Obere Staufensis-Horiz.			Braune Sandkalk u. blaugraue, spätige Kalke mit Lumachellen von kleinen Bivalven (<i>Potidionoma opalina</i> , <i>Homoeorhynchus stephensi</i> (4), <i>Brasilia similis</i> , <i>Staufenia staufensis</i>)	Grauer, sandiger Kalkmergel und Mergelkalk mit Linsen späterer Kalke	Grauer, blätteriger Sandmergelkalk mit Linsen von feinspätigem Sandkalke; an dessen Basis Nester kleiner Fossilien: <i>Staufenia staufensis</i>	Gelbbrauner Sandkalk und blaugraue, spätige Kalke mit Nestern von kleinen Bivalven: <i>Staufenia staufensis</i> (s. Liste)
		0,25 (süd.: 0,45)	11	Dichte, feinspätige Kalke mit <i>Staufenia staufensis</i> und Ludwigien	0,20 0,28	Grauer Sandkalk (ca. 8 cm), übergehend in blaugraue, spät. Kalke (5-20 cm) m. Bivalven in Nestern: <i>St. staufensis</i> , Ludwigien, <i>Homoeorhynchia stephensi</i> (s. List.) ohne deutliche Grenze übergehend in:	Wie Nr. 9, 10, e, mit Bivalven und <i>Parirhyndia curiculifera</i> (s. Liste) Sandige Mergel
		0,15	12	Grauer, ruppiger, eisenschüssiger Sandkalk mit Phosphatknollen: <i>Costileoceras discoideum</i>	0,22- 0,30	Graue und braune eisenschüssige, ruppige Kalke und Sandkalk in unregelmässiger Anordnung: <i>Costileoceras discoideum</i> im Dach	Oben angebohrt graubraune eisenschüssige, feinspätige Kalke
		0,20	13	Blätterige Mergel	0,15	Graubräunl., eisenschüss. Sandk.	Graubrauner Sandkalk
		0,25 0,20	14a b	Sandkalk Blätter. Sandm.: <i>Ludwigia obtusa</i>	0,50	Grauer, z. T. blättrig zerfallender Sandkalk mit Belemniten	Noch sichtbar: Graubrauner Sandkalkmergel
		0,70	15a	Graue, reischüssiger Sandkalk mit <i>C. discoideum</i>	0,50	Graue u. braune, eisenschüss. feinspätige, dichte Kalke mit <i>C. dirivideum</i> (im Schutt) und <i>Ludwigia obtusa</i> in Querschnitt, <i>Varia muscum pumilus</i> , kleine Bivalven	
			b	Nach unten z. T. spätig werdend mit Costileoceraten der Sinon- und Acutumgruppe		An der Basis sandig werdend	Schutt
		0,30	16	Blätterige, sandige Mergel	0,30	Hellgraue Sandmergelkalke, Sandkalke und blätterige Sandmergel	
		0,35	17/18	Z. T. späterer Sandkalk: Costileoceraten	0,32	Graubräunliche, spätige, weiche Sandkalke in Cancellophycus-sandkalk übergehend	Im Schutt: Costileoceraten und <i>Ancileceras costatum</i> , Bivalven (s. Liste)
		0,15	19	Sandiger Mergelkalk	0,20	Grauer, sandiger Mergel	
		0,20	20	Kompakter Sandkalk	0,20	Noch aufgeschlossen: Dunkelgrau, leicht-spätige Kalke	
		2,20	21/22	Mergel und Sandkalk		Schutt	
				Schutt			

Diese drei Horizonte der Concavumzone habe ich nun auch 1 km nordöstlich vom Ghei (darüber näheres in der Fortsetzung dieser Arbeit) in derselben Ausbildung wie dort und auch hier unmittelbar über der Discoideumzone feststellen können. Weiterhin dürfte der kleine Aufschluss fossilärmer, feinspätiger und sandiger Kalke mit einer Mächtigkeit von ca. 60 cm südlich der Dornhalde an der Westseite der Rothenfluh, in dem ich in *Eclogae geol. Helv.* 48, 1955, S. 500 einen Teil des Praeconcavumhorizontes vermutet habe, auf Grund meiner seitherigen Untersuchungen, sowohl in lithologischer Hinsicht, wie nach der geographischen Lage eher dem obersten Concavumhorizont des Ghei entsprechen.

Ausser an den genannten Stellen, zu denen die Streuhalde gehört, werden die Concavumschichten an der Geissfluh im Schafmattgebiet ähnlich ausgebildet sein. Durch alle diese Feststellungen dürfte es immerhin möglich werden, den Verlauf der argovischen und oberbaselbieter Faziesgrenze in der Ausbildung der Murchisonaeschichten in groben Zügen zu rekonstruieren und etwa auf folgende Linie zu bringen: vom Rhein in der Gegend von Mumpf, im Norden südwärts über Aspof-Säge (Rothenfluh) bis Zeglingen (östlich vom Hauensteinbasistunnel mit oberbaselbieter Fazies) und mit einer leichten Kurve in südöstlicher Richtung – östlich von Bad Lorfing (oberbaselbieter Fazies) hin zur Aare.

Diese Feststellungen umfassen allerdings, was den Bereich der argovischen Fazies betrifft, zunächst nur die Ausbildung der Concavumschichten. Doch fehlen östlich der genannten Linie in den genannten Gebieten bezeichnenderweise sichere Spuren der Murchisonaeschichten s. str., während die Opalinum-Seissumzone an mehreren Lokalitäten des Aargauer Kettenjuras und die Sinonzone wenigstens an einer Stelle (am Egg bei Erlinsbach) durch entsprechende Ammonitenfunde im Bereich jenes Gebietes belegt sind.

Es folgt am Ghei über den Concavumschichten wieder ein Mergelhorizont und darüber die aus Sandkalen bestehende, gut ausgebildete Eudmetoceras-Disciteszone. Ihr oberster, etwas eisenoolithischer Teil geht in mit Knollen durchsetzte Mergel über und ist reich an Ammoniten. Die Einführung der Eudmetoceras als besonderer Subzone ist auf der eigenartigen Mischfauna der Ammoniten begründet: Wir finden in ihr neben der schon in den mittleren und oberen Concavumschichten häufig vorkommenden *Lucya cavata* und *Platygraphoceras* sowie Eudmetoceras (die sich sonst alle meist noch wenigstens im Dache der Concavumzone zusammen mit den üblichen Graphoceras vorfinden) auch schon *Hyperlioceras discites* und andere sonst nur in der Disciteszone s. str. vorkommende Ammoniten, dagegen noch keine Sonninien. Wir haben es mit einer typischen Übergangszone zwischen Aalénien und Bajocien zu tun, die am Ghei und bei Sespen (Oberfrick), aber auch an der Lägern durch besondere Sedi-mentationsbedingungen lokal zur Ausbildung gelangen konnte.

Am Frickberg und nordöstlich davon finden wir dann schon wieder die typische Disciteszone s. str. ohne Eudmetoceras usw., dafür aber wie auch in England zusammen mit Sonninien vor.

Eine solche Disciteszone s. str. ist am Ghei nicht aufgeschlossen. Im deutlicheren Aufschluss von Sespen, wo im übrigen dieselben stratigraphischen Verhältnisse herrschen, fehlt sie ebenfalls, weshalb wir annehmen, dass sie auch am Ghei fehlt. Am Ghei, wie an der nahen Ruebhalde, folgt über der Eudmetoceras-

Zone	Nr.	m	Profil des Ghei
Eudmetoceras-Discites	38	?	Noch ca. 20 cm aufgeschlossen. Bräunlichgraue Mergel: Belemniten, Bivalven
	37	0,8	Knollenband mit Eisenoolithnestern
	36	0,12	Mergel wie in Nr. 58: <i>Hyperlioceras discites</i> , <i>Eudmetoceras amplexans</i> etc. (s. Liste)
	35	0,35	wie 38: Belemniten
	34	0,15	Bräunlichgrauer, ruppiger, z. T. bröckelig zerfallender Kalk. <i>Lucya cavata</i> BUCKMAN, <i>Hyperlioceras discites</i>
	33	0,35	Wellig verlaufender, grauer, blättriger Mergel: zahlreiche Belemniten
	32	0,12	Bräunliche, ruppige, besonders glimmerreiche Sandkalke: <i>Variamusium pumilus</i>
	31	1,00	Graue, blättrige Mergel und Kalke
obere Concavum	30	1,00	Wie 33
	29d	0,84	In Schuppen zerfallende, graue, sandige Mergel, im Dache in blättrige Mergelkalke (0,15 m) übergehend
	c	0,15	Feinspätige, bräunliche und graue Kalke
	b	0,12	Graublau und braune, spätige Kalke: <i>Braunsina fastigata</i> etc., kleine Bivalven in Nestern (s. Liste)
	a	0,24	Grauer, blättriger Sandkalk: Belemniten
	28	0,7	Braune und blaugraue, spätige Kalke
	27	0,60	Graue, blättrige Mergel
	26	0,25	Graue, feinspätige Kalke
mittlere-	25	0,20	Graue Mergel
	24	0,45	Bräunlichgraue, feinspätige Sandkalke: Belemniten
	23	0,30	Bräunlichgraue, feinspät., dichte Kalke: Graphoceraten (<i>Gr. Concavum</i> etc.; s. Liste)
	22	1,10	Graue Sandkalke, unten blättrig zerfallend: <i>Cancellophycus</i> , <i>Graphoceras flacidum</i> (BUCKMAN)
Untere-	21	0,15	Graubraune, tonige Mergel
	20	0,23	Grauer, blättriger Sandmergelkalk und Sandkalk
	19	0,27	Graubräunliche feinspätige Kalke
	18	0,20 ±	Brauner Sandkalk
Discoideum	17	0,17 ±	Grauer, wellig verlaufender, blättriger Sandmergel von wechselnder Härte mit z. T. ganze Platten bildenden, spätigen Knollen v. a. an der Basis: <i>Graphoceraten</i> (s. Liste)
	16	0,7-0,15	Graue, ruppige, spätige Kalke mit Graphoceraten der Concavumzone, vermischt mit aufgearbeitetem Material, Holz und Fossilien aus dem Liegenden (s. Liste)
	15	0,18-0,24	Eine völlig unregelmässige Oberfläche bildend, bräunliche, spätige Kalke mit angebohrten, von Serpulen besetzten Fladen, die ab und zu in Schicht Nr. 17 tief eindringen: <i>C. discoideum</i> etc. (s. Liste)
Sinon	14	0,7-0,10	Dichte, spätige, eisenschüssige Kalke mit gelben Flecken: <i>C. discoideum</i> etc. (s. Liste)
	13	0,28	Brauner, mürber Sandkalk
Opalinum-Scissum	12	0,28	Graue, sehr harte und dichte, spätige Kalke; daraus <i>Costileioceras «uncinatum»</i> in HORN, leg. AUG. BUXTORF
	11	3,25 ca.	Graue, tonige Mergel und Kalkmergel, sehr glimmerreich. An der Basis (ca. 25 cm aufgeschlossen): buntfarbig mit vielen Konkretionen aus Sandkalk, Ammonitenfragmenten (Leioceraten der Opalinumgruppe) und Belemniten etc. (s. Liste)
	10	0,20	Grünliche und graue, eisenschüssige, etwas spätig, z. T. blättrig zerfallende Sandkalke: <i>Leioceras opalinum</i> etc. (s. Liste)
	9	0,16	Grauer, harter Sandkalk
	8	0,12	Grauer, harter Sandkalk
	7	0,23	Graubläulicher, blättriger Sandkalk
	6	0,13	Grauer Sandkalk
	5	0,20	Graubläulicher Sandmergelkalk
	4	0,15	Grauer, harter Sandkalk
	3	0,15	Graubläulicher, welliger, unregelmässig mächtiger Sandkalkmergel
	2	0,15	Grauer Sandkalk
	1		Knolliger, mergeliger Sandkalk
	1		Bläulichgraue Mergel, noch ca. 10 cm sichtbar; Vegetation

Disciteszone ein Mergelhorizont, dessen Mächtigkeit nicht messbar, aber viel geringer ist als bei Sespen, wo sie ca. 10 m beträgt.

Im Schutt östlich vom Ghei fanden wir Material aus einem fossilreichen, leicht eisenoolithischen Knollenhorizont, mit u. a. *Sonninia jugifera* WAAGEN und *Pocilimorphus* (bzw. *Fontanesia*) *boweri* BUCKMAN sowie *Acanthorhynchia tenuispina* WAAGEN. Dieser Horizont gehört demnach zur Sowerbyi-zone s. str. Er müsste über dem Mergelhorizont und unter den Cancellophycuskalken liegen, die die Basis der neutralen Zone bilden und als Äquivalent der unteren Sauzeischichten aufzufassen sind.

Wir werden auf diesen Sachverhalt im nächsten Kapitel eintreten.

BEMERKUNGEN ZU DEN PROFILEN

1. Zum Sammelprofil Fluh-Ormalingen-Asphof:

Um die Parallelisierung der Schichten deutlicher werden zu lassen und auch die vorhandenen Differenzen zu kennzeichnen, werden hier die in *Eclogae geol. Helv.* 48 wiedergegebenen Profile von Fluh bei Gelterkinden (in Kombination von Süd- und Nordseite) nochmals gegeben. Die Numerierung der dortigen Profile ist beibehalten worden. Ihr liegt diejenige des von uns reproduzierten und ergänzten klassischen Profils von AUG. BÜXTORF vom Grütisch bei Thürnen zugrunde.

Dadurch soll verdeutlicht werden, wie genau die einzelnen Schichten und Horizonte und nicht nur die Zonen im Bereiche der Concavum-Bradfordensis-Decipiens und vor allem der Staufensiszonen einander in den verschiedenen Profilen entsprechen, während dies im Bereiche der tieferen Schichten, vor allem der Sinonzone, weniger eindeutig in Erscheinung tritt.

Besonders sei auf den Parallelismus (gleichmässigen Wechsel von mergeligen und kalkigen Schichten) der Schichtserie Nr. 9/10 in der Staufensiszone hingewiesen und weiterhin auf das seit der letzten Publikation durch WALTER BODMER festgestellte Vorkommen von *Staufenia staufensis* im Aufschluss von Fluh-Nord im oberen Staufensishorizont (Schicht Nr. 9/10e), wo sich dieser Ammonit genau wie im Ormalinger Aufschluss in derselben Schicht, dem oberen Ammonitenhorizont der Staufensiszone, in Nestern kleiner Bivalven vorfindet. Wir haben nun hier den ganzen Schichtkomplex Nr. 9/10 der Staufensiszone im Profil der Fluh bei Gelterkinden detaillierter als in der früheren Publikation zur Darstellung gebracht.

Die Grenze von Staufensis- und Discoideumzone dürfte bei Ormalingen durch den schwer zu trennenden Schichtkomplex Nr. 11/12 hindurchgehen. Im Dach von Nr. 12 fand ich in angebohrtem G-röll *Costileioceras discoideum*, im gleichen Niveau denselben Ammoniten in nächster Nähe östlich von Zelgli im Anstehenden. Die genaue Grenze zwischen Discoideum- und Sinonzone, die im ersten Kapitel (LIEB 1955, p. 493) versehentlich nicht durch Schicht Nr. 15 hindurchgezogen worden ist, bleibt bei Ormalingen infolge Fossil mangels unsicher, fällt aber in jedem Falle unter die Mitte der Schicht Nr. 15, in deren oberem Teil ich *Ludwigia obtusa* gefunden habe.

Wenn nicht schon bei Ormalingen (ungeregelte Sedimentation der Dachschicht der Discoideumzone Nr. 12), so können wir beim Asphof Anzeichen einer beginnenden Ommission über den Discoideumschichten vermuten, einmal in der auffallenden Reduktion der hier ammoniten-armen untersten Staufensisschichten (Nr. 9/10 f-k und 11), dann in der angebohrten Oberfläche der Dachschicht der Discoideumzone (Nr. 12) die leider sehr fossilarm ist, aber doch wohl nicht mehr zur Staufensiszone zu rechnen sein dürfte.

2. Aus Zweckmässigkeitsgründen sollen vom Fazieswechsel beim Ghei an die Schichten neu und zugleich von unten nach oben numeriert werden, statt von oben nach unten wie in den Profilen des oberen Baselbiets.

Fossilisten der ergiebigsten Ammonitenhorizonte⁶⁾

1. ORMALINGEN

Discoideumzone (Schicht Nr. 12)

- 1 *Costileioceras discoideum* (QUENSTEDT) im Schutt
- 1 *Nautilus lineatus*
- Schicht Nr. 15a
- 1 *Ludwigia* sp.
- 2 *Ludwigia obtusa* (QUENSTEDT): Querschnitte
- Protocardium* sp.
- Variamusium pumilus* LAM.
- Ostrea* sp.

Unterer Staufensishorizont (Schicht Nr. 11)

- 1 *Costileioceras sinon* (BAYLE). Kommt auch sonst noch in der Discoideum- und unteren Staufensiszone vor; vgl. LIEB 1955, p. 499.
- 1 *Ludwigia* (*Rhaeboceras*) *tolutarium* BUCKMAN
- 2 *Staufenia staufensis* (OPPEL)
- 1 *Ludwigia munchisonae* (SOWERBY)
- 2 *Ludwigia* (*Hyattia*) *pustulifera* BUCKMAN
- 1 *Ludwigia* (*Hyattia*) *wilsoni* BUCKMAN
- 1 *Ludwigia gradata* BUCKMAN
- 1 *Ludwigia* sp.
- 1 *Brasilia* (*Manselia*) cf. *subfalcata*
- 1 *Brasilia* (*Brasilina*) cf. *baylei* BUCKMAN
- 3 *Homoeorhynchia stephensi* DAVIDSON
- 1 *Rhynchonella* sp.
- Plagiostoma schimperi* BRANCO
- Pleuromya* sp.
- Podidonomya opalina* QUENSTEDT
- Amusium laeviradiatus* (WAAGEN)
- Variamusium pumilus* LAM.
- Entolium disciformis* SCHÜBLER
- Modiola sowerbyiana plicata* SOW. (D'ORB.)
- Gervillia hartmanni* (GOLDFUSS)

Mittlerer Staufensishorizont (Schicht Nr. 9/10 g)

- 1 *Staufenia staufensis* juv.
- 1 *Ludwigia* oder *Brasilia* sp. juv.
- Variamusium pumilus*
- Entolium disciforme*
- Holz

Oberer Staufensishorizont (Schicht Nr. 9/10e)

- 3 *Staufenia staufensis*
- 2 *Ludwigia gradata* BUCKMAN
- 1 *Ludwigia* *Brasilia* (*Manselia*) cf. *subfalcata* BUCKMAN
- 1 *Ludwigia* (*Crickia*) *reflua* BUCKMAN
- 1 *Brasilia baylei* (BUCKMAN)
- Pronocella* sp.
- Posidonomya opalina* (zahlreich)
- Variamusium pumilus*
- Entolium disciforme*

⁶⁾ Herzlich gedankt sei FRITZ WOLTERS DORF für die Bestimmungen der Bivalven.

2. ASPHOF

Sinonzone (Schutt)

- 7 *Costileioceras acutum* (QUENSTEDT)
- 8 *Costileioceras costatum* (HORN)
- 1 *Costileioceras «uncum»* (in HORN)
- 1 *Ancolloceras costatum* BUCKMAN
- Plagiostoma* sp.
- Plagiostoma* cf. *annonii* (MERIAN)
- Gresslya abducta* PHILLIPS
- Pleuromya elongata* (MÜNSTER) AGASSIS

Unterer Stafuensisshorizont (Schicht Nr. 11)

- 1 *Parvirhynchia auriculifera* (RICHARDSON & UPTON)
- Variamusium pumilus*
- Entolium disciforme* (SCHÜBLER)

Oberer Staufensisshorizont (Schicht Nr. 9/10e)

- 1 *Staufenia staufensis* (OPPEL)
- 1 *Terbratula Eudesi* in ROTHPLETZ (non OPPEL)
- Fossiles Holz
- Plagiostoma* sp.
- Oxytoma inaequivalvis* (SOWERBY)
- Modiola sowerbyana plicata* SOWERBY (D'ORB.)
- Entolium disciforme*
- Seeigelstachel (Fragm.)
- Krebsschalenfragment

Bradfordensis-Decipienszone (Schicht Nr. 7a, β)

- 2 *Pseudographoceras litteratum* BUCKMAN
- 1 *Ludwigia* sp.
- 1 *Ludwigia (Hyattia)* cf. *wilsoni*
- 1 *Brasilia* cf. *bradfordensis* BUCKMAN
- 1 *Brasilia decipiens* BUCKMAN
- Gresslya* sp.
- Pleuromya* cf. *elongata* AG.

Concavumzone (Schicht Nr. 4)

- 1 *Graphoceras arcitenens* BUCKMAN

3. RUEBHALDEN

Ausser den Fossilien der Eudmetoceras-Disciteszone stammen alle nicht aus einem erkennbaren Schichtverband.

Opalinum-Seissumzone

- 1 *Leioceras* cf. *lineatum* BUCKMAN
- 1 *Leioceras* sp.

Sinonzone

- 1 *Leioceras sublaeve* (HORN)
- 1 *Costileioceras* cf. *acutum*

Discoideumzone

- 1 *Costileioceras discoideum* (QUENSTEDT)
- 1 *Ludwigia laevigata* BUCKMAN
- 1 *Ludwigia horni* LIEB et BODMER
- 1 *Ludwigia reicheli* MAUBEUGE
- 1 *Pseudographoceras deletum* BUCKMAN

Eudmetoceras-Disciteszone

- 1 *Hyperlioceras* sp. (Fragment)
- 1 *Rhynchonella* sp. (Fragment)
- Cucullaea* sp.

4. GHEI

Opalinum-Scissumzone (Schicht Nr. 10 und 11)

- 1 *Leioceras opalinum* (REINECKE)
- 1 *Leioceras* cf. *thompson* BUCKMAN
- 2 *Leioceras* der Gruppe *L. opalinum*
- 1 *Leioceras plicatellum* BUCKMAN
- 1 *Costileioceras* cf. *uncinatum* BUCKMAN
- 1 *Costileioceras* cf. *costosum* (in DORN, non QUENSTEDT)
- Belemniten*
- Cancellophycus scoparius* TIONVILLE

Sinonzone (Schicht Nr. 13 - Dach)

Aus dieser Schicht dürfte aus der Sammlung von AUG. BUXTORF im Basler Museum stammen:

- 1 *Costileioceras uncinatum* (HORN, non BUCKMAN)

Discoideumzone (Schicht Nr. 15 oberer Teil und 16)

- 2 *Costileioceras sinon* (BAYLE) (1 × Schicht 15 ob. Teil)⁷⁾
- Costileioceras discoideum* (zahlreich)
- 1 *Pseudographoceras litteratum* BUCKMAN (Schicht Nr. 15 ob. Teil)
- 1 *Ludwigia horni* L. et B.
- 1 *Ludwigia reflua* (BUCKMAN)
- 1 *Ludwigia obtusiformis* (BUCKMAN)
- 1 *Planammatoceras* sp.
- Pleuromya* sp.

Untere Concavumzone

Schicht Nr. 17

Aus der Discoideumzone aufgearbeitet:

- 2 *Costileioceras discoideum*
- 2 *Ludwigia* (*Rhaeboceras*) *tolutaria* BUCKMAN
- 2 *Ludwigia obtusiformis* (BUCKMAN)
- 2 *Ludwigia horni* L. et B.
- 1 *Ludwigia* cf. *gradata* BUCKMAN (in HORN T. XVI, fig. 1)
- 1 *Ludwigia reflua* (BUCKMAN)
- 1 *Ludwigia* sp. in HORN, Tf. XV, fig. 3
- 1 *Brasilia similis* BUCKMAN juv.
- 1 *Brasilia* (*Manselia*) *subfalcata* BUCKMAN
- 2 *Nautilus lineatus*

Pleuromya elongata AG.⁸⁾

Gresslya sp.

Pleuromya sp.

Homomya obtusa AG.

Entolium disciforme

Holz (Stücke von beträchtlicher Grösse)

Aus der Bradfordensiszone aufgearbeitet:

- 1 *Brasilia similis* BUCKMAN
- 1 *Brasilia decipiens* BUCKMAN

⁷⁾ In Schicht Nr. 15 dürften die Sinon- und Discoideumzonen «aufeinanderfallen».

⁸⁾ Bei den Bivalven ist Aufarbeitung nur zu vermuten.

Zur Concavumzone gehörend:

- 1 *Brasilia* cf. *pinguis* BUCKMAN
- 1 *Brasilia* cf. *sublineata* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*Ludwigella*) *concavum* (SOWERBY)
- 1 *Graphoceras* (*L.*) *arcitenens* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*L.*) cf. *attenuatum* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*L.*) *cornu* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*L.*) cf. *cornu* BUCKMAN
- 2 *Graphoceras* (*L.*) *subrude* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*L.*) cf. *subrude* BUCKMAN
- 2 *Graphoceras* (*L.*) *rude* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*L.*) *nodatum* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* aff. *concavum* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*L.*) cf. *tenue* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* (*L.*) *micrum* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* *robustum* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* *decorum* BUCKMAN
- 1 *Graphoceras* cf. *decorum* BUCKMAN
- 1 *Parvirhynchia auriculifera* (RICHARDSON et UPTON)

Belemniten

Schicht Nr. 18

- 1 *Graphoceras concavum* (SOW.)
- 2 *Graphoceras arcitenens* (BUCKMAN)
- 2 *Graphoceras cornu* (BUCKMAN)
- 1 *Graphoceras micrum* (BUCKMAN)

Belemniten

Gryphaea sublobata DESHAYE

Mittlere Concavumzone (Schicht Nr. 23/24)

- 1 *Graphoceras flacidum* BUCKMAN (Sch. Nr. 23)
- 3 *Graphoceras concavum* (BUCKMAN) (Sch. Nr. 24; ebenso die folgenden:)
- 4 *Graphoceras arcitenens* (BUCKMAN)
- 1 *Graphoceras attenuatum* (BUCKMAN)
- Graphoceras cornu* (BUCKMAN)
- Graphoceras rude* (BUCKMAN)
- Graphoceras tenue* (BUCKMAN)
- Graphoceras* (*Platygraphoceras*) aff. *apertum* BUCKMAN
- Graphoceras* (*Lucya*) *cavatum* BUCKMAN

Belemnit

Chlamys ambiguus MÜNSTER

Variamusium pumilus

Entolium disciforme

Holz

Oberste Concavumzone (Schicht Nr. 29)

- 1 *Graphoceras* cf. *subrude*
- 8 *Graphoceras tenue* (BUCKMAN)
- 1 *Graphoceras attenuatum* (BUCKMAN)
- 1 *Graphoceras* (*Ludwigella*) aff. *subobsoletum* (BUCKMAN)
- 1 *Braunsina fastigata* BUCKMAN

Die beiden zuletzt genannten Ammoniten gehören in England bereits zur Disciteszone.

Variamusium pumilus

Eudmetoceras-Disciteszone (Schicht Nr. 35 und 37)

- 4 *Graphoceras* (*Lucya*) *cavatum* BUCKMAN
- 3 *Eudmetoceras amplexans* BUCKMAN

- 1 *Hammatoceras* sp.
 3 *Hyperlioceras discites* WAAGEN
 1 *Hyperlioceras rudidiscites* BUCKMAN
Belemnites
Pholadomya reticulata Ag.

LITERATURVERZEICHNIS

Es sei verwiesen auf das Verzeichnis zum ersten Teil dieser Arbeit:

LIEB, F. & BODMER, W. (1955): *Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten der nord-schweizerischen Juragebirges*. Eclogae geol. Helv. 48, H. 2.

Für die Nomenklatur vor allem der Ammonitengenera legte ich zugrunde W. J. ARKELLS Beitrag in:

Treatise on Invertebrate Paleontology (1957): Part L, Mollusca 4; Cephalopoda Ammonoidea.

Dazu kommt:

ARKELL, W. J. (1956): *Jurassic Geology of the World*.

7. — HEINRICH BRÄM (Embrach): **Ptychogaster wischbergense n. nom. für *Ptychogaster reinachi* Bräm, 1952.**

Da ich erst nach Erscheinen meiner diesbezüglichen Arbeit in Erfahrung brachte, dass der Artname *Ptychogaster reinachi* schon von OTTO ROGER 1902 vergeben wurde, bezeichne ich nun die von mir vom Wischberg bei Langenthal beschriebene Schildkröte als *Ptychogaster wischbergense*. Typusexemplar ist das von PORTIS 1882 als *Emys laharpi* PICTET et HUMBERT beschriebene Fossil, das im Geologischen Museum Lausanne unter Nr. 8891 deponiert ist.

LITERATUR

- BRÄM, H. (1952): *Ptychogaster reinachi* n. sp. aus dem Aquitan des Wischberges bei Langenthal. Ber. schweiz. pal. Ges. 31 in Eclogae geol. Helv. 45, 2, 1952.
 ROGER, O. (1902): *Wirbelthierreste aus dem Obermiocän der bayerisch-schwäbischen Hochebene*. 35. Ber. natw. Ver. Schwaben und Neuburg.

8. PAUL BRÖNNIMANN, Habana¹): **Morphology and stratigraphic significance of *Pseudorbitoides israelskyi* Vaughan & Cole.** With 2 plates and 11 text-figures.

Pseudorbitoides israelskyi, introduced by VAUGHAN & COLE (1932, pp. 614–616, pl. 2, figs. 1–16, not fig. 7) for a "small, robustly lenticular" orbitoidal foraminifer, was first found by MERLE C. ISRAELSKY in a core of Upper Cretaceous limestone from a well in northeastern Louisiana. In the Gulf Coastal Plain and the Caribbean-Central American region *P. israelskyi* is a useful guide fossil because it is morphologically well defined, geographically widely distributed, and stratigraphically short ranging. In the Gulf Coastal Plain of the United States it occurs in Mississippi, Louisiana, and Texas, as well as in Mexico, Guatemala, British Honduras, Cuba, Haiti, and Puerto Rico. Certain other reported occurrences of this species, viz. in Florida, Cuba, Guatemala, and Venezuela, cannot be substantiated.

Topotypes were examined and a detailed morphologic analysis was made in order to clarify the structure and the systematic position of *P. israelskyi*. Other specimens of *P. israelskyi* have been identified by the writer in surface and sub-surface material from Mississippi, Texas, Mexico, Cuba, Haiti, and Puerto Rico, and as a rule their description is restricted to dimension diagrams and pen drawings of characteristic features as seen in thin sections. The accompanying faunas have also been identified.

The morphologic terminology used herein has been explained in previous notes on Cuban and Jamaican pseudorbitoids by BRÖNNIMANN (1954a, b; 1955a, b; 1956; 1958, in press). The reader is referred to these papers, and also to the original description of *P. israelskyi* by VAUGHAN & COLE (1932), and to the discussion of *P. israelskyi* in a revision of the genera *Pseudorbitoides* and *Vaughanina* by VAUGHAN & COLE (1943).

The writer is indebted to L. G. HENBEST and R. C. DOUGLASS, U. S. National Museum, Washington, and to R. W. BARKER, Houston, for topotype material of *P. israelskyi*; to G. H. R. VON KOENIGSWALD and C. W. DROOGER for permission to examine thin sections of topotypes of *P. israelskyi* in the collections of the Geological-Mineralogical Institute of the State University, Utrecht. The following persons have kindly furnished other pseudorbitoid material: W. P. WOODRING, U. S. National Museum, thin sections from Haiti; M. KOZARY, Habana, samples of limestone from Oriente Province, Cuba; H. H. HESS, P. H. MATTSO, and T. R. SŁODOWSKI, Princeton University, material from Puerto Rico; A. AYALA CASTAÑARES, Mexico City, a sample with *P. israelskyi* from Chiapas, Mexico; the Humble Oil and Refining Company, Houston, N. K. BROWN, Jr., New York, and M. C. MAGAW, Corpus Christi, free specimens of *P. israelskyi* from various localities in Texas; H. H. RENZ, Caracas, thin sections with pseudorbitoids from the San Sebastián area, State of Aragua, Venezuela; H. GUNTER, Florida Geological Survey, Tallahassee, thin sections of "*P. israelskii*" described by COLE from the subsurface of Florida; L. JORDAN, Norman, Oklahoma, and J. D. NUNNALLY, Jackson, Mississippi, material from wells in Mississippi and Florida.

¹) Esso Standard Oil, S.A., Habana, Cuba.

Special thanks are due E. R. APPLIN, N. K. BROWN, Jr., L. J. CHUBB, W. STORRS COLE, R. T. HAZZARD, M. C. ISRAELSKY, and F. W. ROLSJHAUSEN for paleontologic and stratigraphic information.

AGE AND OCCURRENCE

The geographic distribution of *P. israelskyi* is shown in text-fig. 1. It occurs in Mississippi, Louisiana, Texas, Mexico, Guatemala, British Honduras, Cuba, Haiti, and Puerto Rico.

Type locality, Louisiana.—*P. israelskyi* was originally described by VAUGHAN & COLE (1932, pp. 614–616) from a core, depth 4167 to 4172 feet, of the



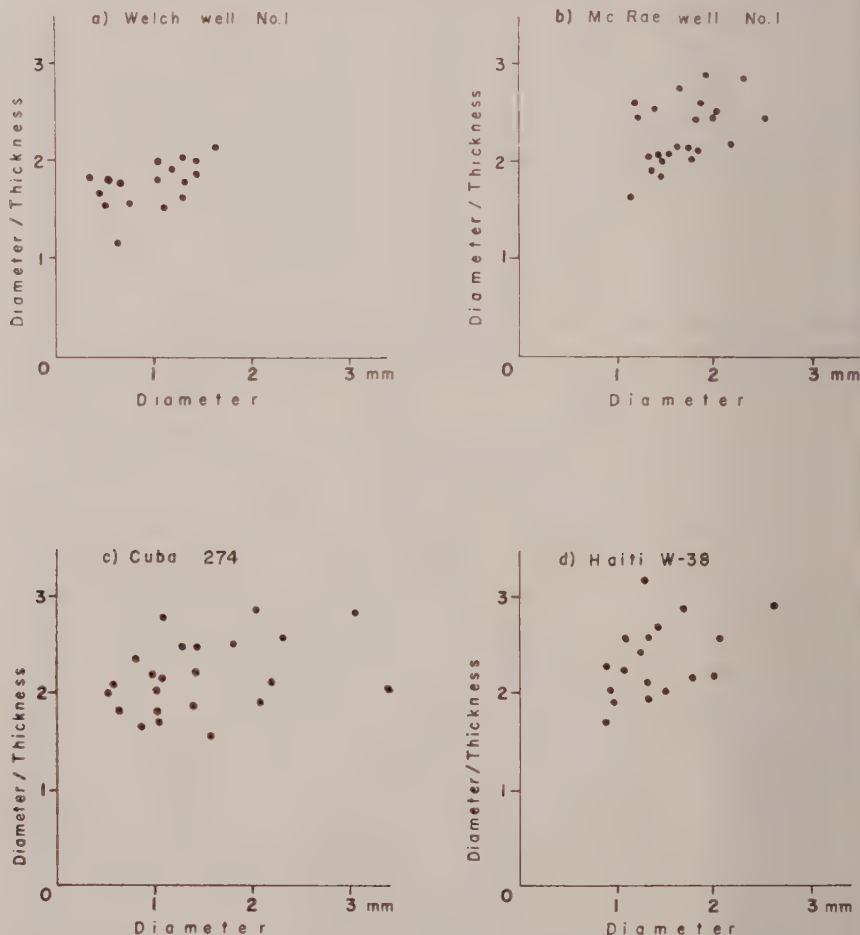
Text-fig. 1. Map of the Caribbean area showing the geographic distribution of *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE.

Evansville Investment Company's Welch well No. 1, Sec. 2, T. 14 N., R. 8 E., Franklin Parish in northeastern Louisiana. They (idem, pp. 615–616) correlated this horizon with other *P. israelskyi*-bearing beds, the lower part of the Taylor marl and the stratigraphically equivalent lower part of the Anacacho limestone of Texas.

The U. S. National Museum donated nine small chips of a gray, dense orbitoidal limestone from cores, 4162 to 4172 feet, 4170 to 4175 feet, and 4190 to 4195 feet, of the Welch well No. 1. R. WRIGHT BARKER also donated topotype material consisting of three oriented vertical sections and six free, poorly preserved specimens. Thin sections of topotypes with the catalogue Nos. D 19097–D 19105 have further been examined in the collections of the Geological-Mineralogical Institute of the State University, Utrecht. According to M. G. RUTTEN (letter, dated June 16, 1955) his figures (1941, pl. 1, figs. 1, 2) are from this topotype material.

In addition to *P. israelskyi*, the following Foraminifera and organic remains have been identified by the writer in thin sections of topotype material: *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Glt. cf. Glt. linneiana* (D'ORBIGNY),

Gümbelina cf. *G. globulosa* (EHRENBERG), "*Globigerina*" ex gr. "*G.*" *cretacea* D'ORBIGNY, "*Globigerinella*" sp., *Robulus* sp., miliolids, small rotaliids and rare arenaceous Foraminifera, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), echinoderm fragments, prisms of *Inoceramus* sp. and other mollusk remains, and fragments of *Archaeolithothamnium* sp. This organic material is embedded in a dense cryptocrystalline ground-

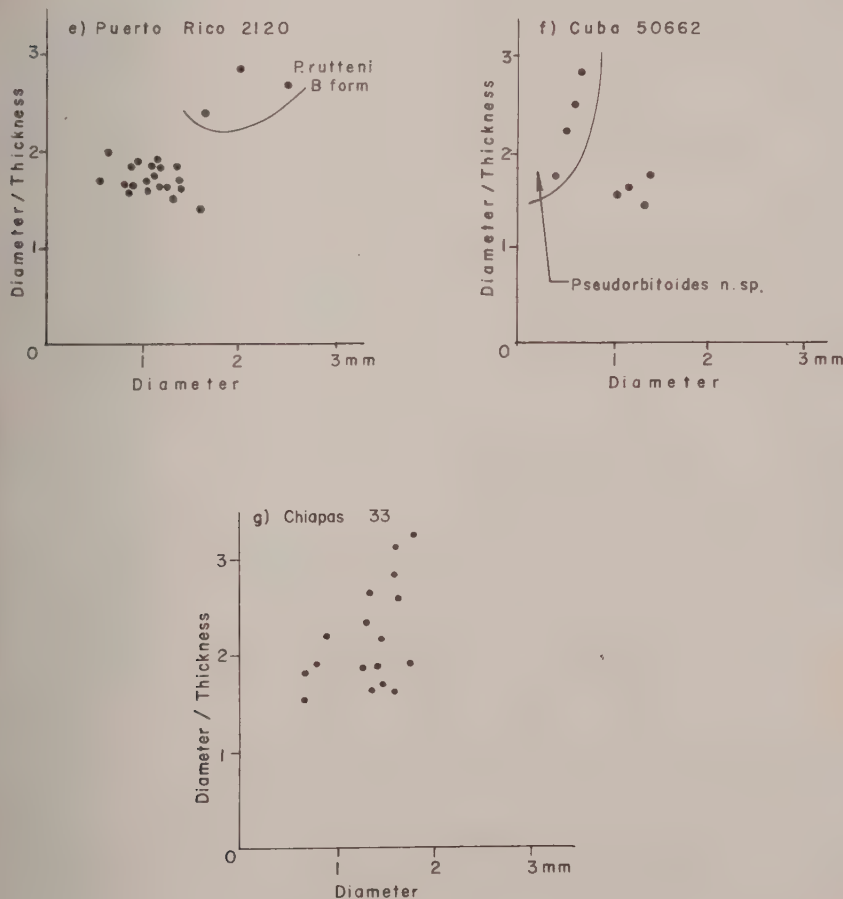


Text-fig. 2. Dimension diagrams of four different populations of *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE.

- a. Topotypes, Welch well No. 1, Louisiana.
- b. McRae well No. 1, Mississippi.
- c. Brönnimann station 274, Cuba.
- d. Woodring station W 38, Haiti.

mass with minute, angular, in part organic-derived fragments, dolomite rhombs, and igneous grains. This association is indicative of a fore-reef to a relatively deeper-water environment.

Glt. lapparenti tricarinata is known from Turonian to Campanian, possibly early Maastrichtian. The absence of diagnostic Maastrichtian species and the presence of a form close to *Glt. linneiana* suggests that this assemblage is not younger than Campanian.



Text-fig. 3. Dimension diagrams of three different populations of *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE.

- a. Mattson station 2120, Puerto Rico.
- b. Kozary station 50662, Cuba.
- c. Ayala Castañares station Chiapas 33 Bis.

Hinds County, Mississippi. Specimens of *P. israelskyi* from a core at a depth of 3916 to 3922 feet of the Baker, Ridgway, et al., McRae well No. 1 in SE 1/4 SW 1/4-NW 1/4 Sec. 24, T. 7 N., R. 1 W., Hinds County, Mississippi, have been examined by the writer. STEPHENSON (1947, pp. 162-163) has already noted this species from this well, and he also recorded from a deeper core at a depth of 3970 to 3980 feet a number of other fossils, among them two pelecypods which appear to have correlative value. They are *Inoceramus* sp. and *Venericardia subterrea* STEPHENSON. According to STEPHENSON (1947, p. 162) the *Inoceramus* sp. "belongs to a form of the genus that is not found in beds older than the upper part of the Austin chalk [Santonian], but ranges into higher beds as, for example, the Taylor marl and its age equivalents. *Venericardia subterrea* is a close analog of *V. waldana* STEPHENSON, a new species from Uvalde County, Tex. . . . *V. waldana* is from the Anacacho limestone, probably a basal bed of that formation." STEPHENSON concludes that the meager paleontologic evidence favors an early Taylor age of the core from 3970 to 3980 feet of the McRae well No. 1.

BROWN (1952, pp. 24, 26) reported *Venericardia* sp. from beds of early Taylor age in Medina County (adjacent to the east of Uvalde County), Texas. He now (oral communication) regards this form as *V. waldana* STEPHENSON. Assuming the correctness of STEPHENSON's correlation, BROWN's find confirms the proposed early Taylor age of the beds below *P. israelskyi* in the McRae well No. 1. According to the following stratigraphic summary of McRae well No. 1, compiled by N. K. BROWN, Jr. (private report), the beds with *P. israelskyi* are regarded as late Campanian:

Maastrichtian	3456 feet—Top of Cretaceous. This is the Monroe gas rock which is correlated with the Navarro group (Maastrichtian) of Texas. It is part of the Selma group in Mississippi. 3892 feet—Basal Selma chalk.
Campanian	3909-3922 feet—Packed sand containing <i>Pseudorbitoides israelskyi</i> . 3931-3937 feet—Packed sand, tuffaceous calcareous rock containing <i>Venericardia subterrea</i> STEPHENSON, which is an analogue of, if not a synonym of, <i>V. waldana</i> STEPHENSON. The latter occurs in the so-called Anacacho limestone of Seco Creek, Medina County, Texas, below beds containing <i>Bostrychoceras</i> aff. <i>B. polyplacum</i> ROEMER, <i>Echinocorys texanus</i> (CRAGIN) (type locality), and <i>Lituola taylorensis</i> CUSHMAN & WATERS. <i>Bostrychoceras polyplacum</i> is regarded as an index ammonite for upper Campanian strata. <i>E. texanus</i> belongs to that group of large ananchytes such as <i>E. ovatus</i> LESKE, which is a Campanian marker. SMISER (1935, p. 3) states, "Although not strictly a Senonian genus, <i>Echinocorys</i> is little represented either below or above this level and reached its maximum of abundance and variety during the Campanian of the Senonian." <i>E. texanus</i> is the only species of this genus in the Texas Cretaceous. Likewise, the genus <i>Lituola</i> seems to be most common in the Campanian of the Paris Basin and elsewhere, represented by such species as <i>L. nautiloidea</i> LAMARCK and <i>L. difformis</i> (See BARTENSTEIN, 1952, and MAYNC, 1952). <i>L. taylorensis</i> most closely resembles these two species. 3970-3980 feet—Packed sand, volcanic grains containing <i>Venericardia subterrea</i> and also an <i>Inoceramus</i> sp. of which STEPHENSON (1947, p. 162) says belongs to a form not found in pre-upper Austin strata but occurs higher in the Taylor marl and its age equivalents. 3981 feet—TD.

Uvalde, Kinney, Zavala, and Maverick counties, Texas.—VAUGHAN & COLE (1932, p. 615) recorded *P. israelskyi* in the Anacacho limestone in wells in Uvalde and Zavala counties, and from an exposure of Upson clay (Bureau of Economic Geology locality 136-T-1) in Kinney County, southwestern Texas. The writer has examined specimens of this species from Bureau of Economic Geology locality 136-T-1, Kinney County, from the Wilcox, Kincaid well No. 1 (depth, 2400 feet), Zavala County, from the Humble Oil and Refining Company's Matthew D. Ring well No. 1, Zavala County, and also from a well in Maverick County. All these occurrences are reported to be in strata of upper Taylor age. F. W. ROLSHAUSEN (letter, dated January 18, 1955) regards *P. israelskyi* as an environmental marker which appeared in the upper Taylor wherever conditions were favorable. Of these occurrences in southwestern Texas the associated faunas are known to the writer only from the Upson clay, Bureau of Economic Geology locality 136-T-1. N. K. BROWN, Jr., who collected samples containing *P. israelskyi* at this locality, comments as follows on this locality:

"In the western edge of the Anacacho Mountains the Upson clay crops out beneath the Anacacho limestone. These strata are well exposed in an east-facing bluff along Elm Creek, 0.5 mile south of the Southern Pacific Railway, Kinney County, Texas (Bur. Econ. Geol. loc. 136-T-1). A sample of Upson clay from this locality contains a small but well-preserved microfauna characteristic of Taylor strata (Campanian or slightly older): *Spiroplectammina cretosa* CUSHMAN, *Heterostomella* sp., *Marssonella ellisorae* CUSHMAN, *Robulus pondi* CUSHMAN, *Dentalina megalopolitana* REUSS, *Gümbelina* cf. *G. globulosa* (EHRENBERG), *G. reussi* CUSHMAN, *Bulimina ovulum* REUSS, '*Globigerina*' ex gr. '*G. cretacea* D'ORBIGNY, '*Globigerinella*' sp., *Rugoglobigerina* sp., *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *Glt. rosetta* (CARSEY), *Glt. stuarti* (DE LAPPARENT), *Glt. saratogaensis* (APPLIN) [= *Glt. globigerinoides* BROTZEN], *Globorotalites conicus* (CARSEY), *Gavelinella nelsoni* (W. BERRY), *Anomalina dumblei* (APPLIN) [= *Planulina taylorensis* (CARSEY)], *Anomalinoides pinguis* (JENNINGS), *Cibicides* sp., *Sulcoperculina* sp., *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, *P. n.* sp., ostracodes (undescribed), *Inoceramus* prisms, and echinoderm remains."

According to the stratigraphic occurrences of the listed species in CUSHMAN (1946) and in FRIZZELL (1954), the Taylor age of this fauna appears to be firmly established.

Chiapas, Mexico.—An assemblage with free specimens of *P. israelskyi* and planktonic Foraminifera, No. 33 Chiapas Bis, was donated by AGUSTIN AYALA CASTAÑARES, from a locality at Km 1076.1 on the Cristobal Colón road, State of Chiapas, Mexico. At this locality well-preserved tests of *P. israelskyi* (text-fig. 7) are associated with *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Glt. fornicata* PLUMMER, *Glt. linneiana* (D'ORBIGNY), *Glt. rosetta* (CARSEY), *Rugoglobigerina* cf. *R. rugosa* (PLUMMER), *Pseudogümbelina costulata* (CUSHMAN), *P. punctulata* (CUSHMAN), *Gümbelina* sp., *Pseudotextularia* sp., *Globorotalites michelinianus* (D'ORBIGNY) or *G. conicus* (CARSEY), *Dentalina alternata* (D'ORBIGNY) and *Bolivina incrassata* (D'ORBIGNY). This fauna is of Campanian age and appears to be closely related to the Upson clay fauna from Bureau of Economic Geology locality 136-T-1 in Kinney County, Texas.

Las Villas and Oriente provinces, Cuba.—*P. israelskyi* occurs in a thick-bedded, brown, fragmental limestone, 5.1 km N 67 1/2 E of a point in the town of Taguasco, Las Villas Province, where the paved highway to the Carretera Central crosses the railroad (Brönnimann station 274). It also occurs in a yellow-brown, tuffaceous conglomerate with tuff, flow, and limestone components (Brönnimann station 275) exposed 0.5 km S 38 1 2 E of Brönnimann station 274. The



Text-fig. 4. Map showing the location of Kozary stations 50661 and 50662, Gibara area, Cuba.

lithology of the limestone components is the same as that of the limestone at Brönnimann station 274.

Thin sections from these two localities show densely packed *P. israelskyi* (text-fig. 9), Sulcoperculinas and organic fragments, with a variable amount of small angular quartz grains and igneous material in a microcrystalline matrix. Planktonic forms are essentially absent. This association is characteristic of fore-

reef environments. The assemblages consist of *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, *Sulcoperculina globosa* DE CIZANCOURT, *S. cf. S. vermunti* (THIADENS), *S. sp.*, *Globotruncana ex gr. Glt. lapparenti* BROTZEN, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), small rotaliids, fragments of *Inoceramus sp.*, rudists, echinoderms, *Archaeolithothamnium sp.*, and *Solenopora piai* KEIJZER.

Specimens of *Globotruncana ex gr. Glt. lapparenti* BROTZEN and the lack of diagnostic Maastrichtian species indicate a maximum age interval from Turonian to Campanian, possibly early Maastrichtian.

Abundant specimens of *P. israelskyi* occur in a fragmental limestone in the Gibara area, Oriente Province (Kozary stations 50661 and 50662, see map, text-fig. 4). The mixture of well-preserved planktonic and benthonic Foraminifera in these limestones affords a more accurate age determination than most other pseudorbitoid assemblages from Cuba. Embryonic and neanic features of *P. israelskyi* from these localities are illustrated in text-fig. 7. The small, subangular organic fragments, the pseudorbitoids which are in part rolled, and the planktonic species, all embedded in a dense microcrystalline matrix, indicate that this limestone is fore-reef in origin with deeper water influence. The fauna is composed of *P. israelskyi* VAUGHAN & COLE, *P. n. sp.*, *Sulcoperculina cf. S. vermunti* (THIADENS), *S. n. sp.*, *Globotruncana linnei* (D'ORBIGNY), *Glt. stuarti* (DE LAPPARENT), *Glt. fornicata* PLUMMER, *Glt. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Rugotruncana calcarata* (CUSHMAN), *Gümbelina sp.* (striate forms), *Cuneolina sp.*, prisms of *Inoceramus sp.*, other mollusk remains, and echinoderm fragments.

R. calcarata is diagnostic of a late Campanian age, and *Glt. fornicata* and *Glt. linnei* suggest it.

Puerto Rico.—A rich and well-preserved assemblage of *P. israelskyi* has been encountered in a fragmental orbitoidal limestone from the San Germán area in southwestern Puerto Rico (Mattson station 2120, see map, text-fig. 5).

In thin sections, this material is characterized by subangular to angular limestone and mollusk fragments, abundant pseudorbitoids and some igneous grains. The matrix is clear and recrystallized. The pseudorbitoids appear to be worn and, as a rule, have a thin coating of dark aphanitic matrix. The orbitoidal limestone occurs as a pebble in a much finer-grained fragmental limestone with abundant minutely angular organic-derived components in a dark brown groundmass. A few minute fragments of orbitoidal Foraminifera and igneous grains have also been observed in the fine fragmental matrix. The occurrence of planktonic species in the matrix suggests a deeper-water environment for the fine fragmental limestone in which the fore-reef type of pseudorbitoid pebble was embedded.

The pebble contains *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, *P. ruttieni* BRÖNNIMANN, B forms, *Sulcoperculina globosa* DE CIZANCOURT, *S. cf. S. vermunti* (THIADENS), *S. sp.*, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), fragments of mollusks, echinoderms, *Solenopora piai* KEIJZER, and *Archaeolithothamnium sp.*

The fine fragmental limestone contains *Globotruncana linnei* (D'ORBIGNY), *Glt. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Glt. stuarti* (DE LAPPARENT), *Glt. ex gr. Glt. lapparenti* BROTZEN, *Rugoglobigerina sp.*, "*Globigerina*" ex gr. "*G. cretacea* D'ORBIGNY, *Gümbelina spp.*, *Sulcoperculina cf. S. vermunti* (THIADENS), fragments of

pseudorbitoids, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), sponge spicules, Radiolaria, fragments of mollusks and echinoderms.

The presence of *Glt. linneiana*, *Glt. lapparenti tricarinata*, and *Glt.* ex gr. *Glt. lapparenti*, and the absence of typical Maastrichtian forms suggests a pre-Maastrichtian, probably Campanian age for the fauna of the fine-grained matrix. The fauna of the pebble is inconclusive. Its allochthonous occurrence indicates an older age, but perhaps only slightly older, than that of the matrix.

Haiti. Thin sections of a *Pseudorbitoides israelskyi*-bearing fragmental limestone (conglomerate) collected by W. P. WOODRING at locality W. 38, on the road from Plaisance to Pilate, 3.3 miles northwest of Plaisance, Haiti, have been examined by the writer. VAUGHAN & COLE (1943, p. 98) had tentatively identified *P. israelskyi* from this locality. In addition to *P. israelskyi* this material also contains ?*Rhabdorbitoides hedbergi* BRÖNNIMANN, *Sulcoperculina* cf. *S. vermunti* (THIADENS), *S. globosa* DE CIZANCOURT, "*Globigerina*" ex gr. "*G.*" *cretacea* D'ORBIGNY, *Globotruncana* ex gr. *Glt. lapparenti* BROTZEN, *Glt.* cf. *Glt. stuarti* (DE LAPPARENT), *Gümbelina* cf. *G. globulosa* (EHRENBERG), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Acervulina cenomaniana* (SEGUENZA), small rotaliids, rare arenaceous Foraminifera, rudist and echinoderm fragments. These microfossils are embedded in a dense microcrystalline matrix, which in places is pseudoölitic. Igneous grains were also noted. The well-preserved pseudorbitoids are the dominant faunal element. The association suggests a fore-reef environment. The maximum range of this assemblage, as indicated by the planktonic forms, is Turonian to Campanian, possibly early Maastrichtian. According to WOODRING's description, *Pseudorbitoides* is associated with the rudist *Barrettia* at locality W. 38. CHUBB examined WOODRING's rudist material in the U. S. National Museum and identified this *Barrettia* as *B. monilifera* WOODWARD. CHUBB also noted that apparently no Maastrichtian *Titanosarcoclitites* occurs at locality W. 38, and he regarded the age of this *Barrettia*-bearing limestone as most probably Turonian. This age assignment falls within the maximum range of the meagre microfauna but is in conflict with the Campanian age obtained for *P. israelskyi* at other localities. However, based on more recent studies on the stratigraphic significance of rudists, CHUBB (1956, pp. 16-18) reached the conclusion that *B. monilifera* ranges at least into the Campanian in Puerto Rico and in Cuba. In the writer's opinion there is no reason to exclude *B. monilifera* in Haiti from this statement. It can safely be assumed that *B. monilifera* died out at about the same time throughout the Caribbean-Central American region. The extension of its life range into the Campanian also in Haiti would settle the previous conflicting views on the age of the beds at locality W. 38.

To summarize, *P. israelskyi* appears to be diagnostic of beds of Taylor age (Upper Santonian and Campanian) in Texas and Mississippi, probably also at its type locality in Louisiana. The planktonic microfaunas associated with *P. israelskyi* at Bureau of Economic Geology locality 136-T-1, Kinney County, Texas, at Ayala Castañares station 33 Chiapas Bis, State of Chiapas, Mexico, and at Kozary stations 50661 and 50662, Oriente Province, Cuba, are unquestionably of Campanian age. The remainder of the discussed microfaunas from Brönnimann stations 274 and 275, Las Villas Province, Cuba, Mattson station 2120, Puerto Rico, and Woodring station W.38, Haiti, are rather undiagnostic and indicate by the absence

of typical Maastrichtian forms a possible age interval from Turonian to Campanian. No fossil associated with *P. israelskyi* is restricted to either a pre- or post-Campanian age. It seems that this species is restricted to the Campanian.

Certain records of *Pseudorbitoides israelskyi* from Florida, Guatemala, Cuba, and Venezuela should be referred to other species.

In Florida the pseudorbitoids identified by COLE (1944, p. 56, pl. 21, figs. 1-5) as *P. israelskyi* from a depth of 2985-3000 feet in St. Mary's Oil Corporation, Hilliard Turpentine Company well No. 1 (W-336), Nassau County, have been examined by the writer. The rather thick oriented sections are from recrystallized specimens and the diagnostic features are not clear. However, it appears that the specimens illustrated by pl. 21, figs. 1, 3-5, and possibly the vertical section of pl. 21, fig. 2, should be referred to *Vaughanina cubensis* PALMER. These questionable forms are associated, according to COLE (1944, p. 34) with *V. cubensis*, *Orbitoides palmeri* GRAVELL, and *Sulcoperculina dickersoni* (PALMER), an assemblage which is diagnostic of late Maastrichtian beds in the Caribbean region. Unquestioned autochthonous specimens of *P. israelskyi* have never been found with *V. cubensis*.

The vertical section of an orbitoid from an Upper Cretaceous limestone of southern Petén, Guatemala, determined by VAUGHAN & COLE (1932, p. 615, pl. 2, fig. 7) as *P. israelskyi*, has previously been reexamined (BRÖNNIMANN, 1954b, p. 92) and assigned to *V. cubensis*. According to WADELL (1936, pp. 340, 341), who collected the rock specimen in which *V. cubensis* has been found, it is not from southern Petén but from Alta Verapaz, a short distance south of the southern boundary of Petén. *P. israelskyi* does occur elsewhere in Guatemala.

BRÖNNIMANN (1955 a, p. 68) pointed out that the pseudorbitoids referred by M. G. RUTTEN (1935, pp. 543, 544, pl. 62, fig. 5, text-fig. 4 K, L, O, Q) to *P. israelskyi* from Las Villas Province, Cuba, are in fact *P. rutteni* BRÖNNIMANN, an embryologically more advanced pseudorbitoid. *P. israelskyi* does occur elsewhere in Cuba.

H. H. RENZ (1955, pp. 57, 58, pl. 4, figs. 3-5) assigned with reservation two vertical and one oblique equatorial section from the Maastrichtian Escorzonero formation of the state of Aragua, Venezuela, to *P. israelskyi*. Three other vertical sections are identified by RENZ as *Pseudorbitoides?* sp. (idem, p. 58, pl. 4, figs. 6-8). The examination of these pseudorbitoids by the writer did not afford a conclusive determination of the species, because the tests are recrystallized or cut in such a way that the diagnostic features cannot be seen. However, the thin sections shown in RENZ's pl. 4, figs. 4 and 5 most probably represent *V. cubensis*. The specimen, illustrated by his pl. 4, fig. 3, is either a *Pseudorbitoides* sp. as shown by its embryonic character, or an *Asterorbis* sp. or an *Orbitocyclus* sp. The same applies to the specimens he called as *Pseudorbitoides?* sp. A careful scanning of the thin sections prepared by RENZ showed, apart from some centered *V. cubensis*, many excentric vertical sections of this species, with the two systems of radial plates and the annular walls typically exposed around the margins. Sections referable to *Pseudorbitoides* H. DOUVILLÉ were not seen.

SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

Superfamily **Orbitoidieae** SCHUBERT, 1920Family **Pseudorbitoididae** M. G. RUTTEN, 1935Genus **Pseudorbitoides** H. DOUVILLÉ, 1922**Pseudorbitoides israelskyi** VAUGHAN & COLE

Plates 1 and 2; text-figures 1-11

1932. *Pseudorbitoides israelskii* VAUGHAN & COLE. Nat. Acad. Sci., Proc., vol. 18, p. 614, pl. 2, figs. 1-6 (not fig. 7).
1933. *Pseudorbitoides israelskii* VAUGHAN & COLE, ADKINS, IN SELLARDS, ADKINS, and PLUMMER, Univ. Texas, Bull. 3232, p. 476.
1941. *Pseudorbitoides israelski* VAUGHAN & COLE, M. G. RUTTEN, Geol. en Mijnb., n. s., Jaarg. 3, no. 2, p. 38, pl. 1, figs. 1, 2.
1943. *Pseudorbitoides israelskii* VAUGHAN & COLE, VAUGHAN and COLE, Jour. Paleont., vol. 17, p. 98, pl. 17, figs. 1, 2.
1944. *Pseudorbitoides israelskii* VAUGHAN & COLE, IMLAY, Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., vol. 28, p. 1117 (in part).
1944. *Pseudorbitoides israelski* VAUGHAN & COLE, IMLAY, Geol. Soc. Amer., Bull., vol. 55, p. 1017 (in part).
1947. *Pseudorbitoides israelski* VAUGHAN & COLE, STEPHENSON, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 210-E, p. 163.
1952. *Pseudorbitoides israelskii* VAUGHAN & COLE, BERMÚDEZ, Velezuela Minist. Minas e Hidrocarburos, Bol. Geol., vol. 2, no. 4, pl. 29, figs. 5, 6.
1954. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, BRÖNNIMANN, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 5, p. 56, footnote 1; p. 61.
1954. *Pseudorbitoides israelskii* VAUGHAN & COLE, FRIZZELL, Univ. Texas, Bur. Econ. Geol., Rept. Invest. 22, p. 133.
1955. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, BRÖNNIMANN, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 6, pp. 58, 68.
1955. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, BRÖNNIMANN, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 6, p. 99 (listed only).
1956. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, BRÖNNIMANN, Cushman Found. Foram. Res., Contr., vol. 7, pp. 60 and 63.
1956. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, BRÖNNIMANN & BROWN, Eclogae Geol. Helvetiae, vol. 48, No. 2, pl. 24, fig. 11 (part).

Type Locality.—

The type locality of *P. israelskyi* is Evansville Investment Company, Welch well No. 1, located in Sec. 2, T. 14 N., R. 8 E., Franklin Parish, Louisiana. The topotypes are from limestones of probably Taylor age, core 4162 to 4172 feet.

Lectotype.—

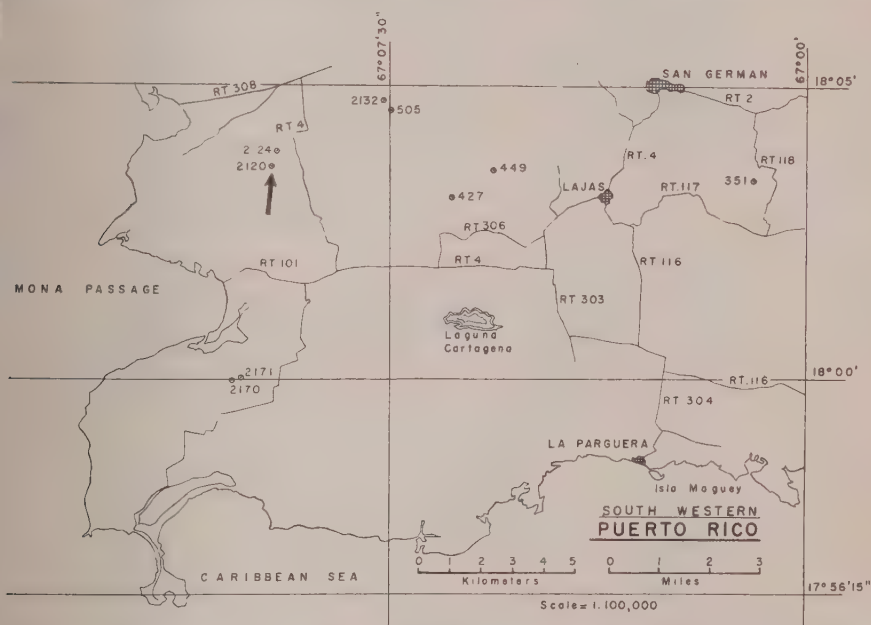
The specimen illustrated by the oblique equatorial section figure 5 of plate 2 in VAUGHAN & COLE (1932) is herewith designated lectotype of *P. israelskyi*. The lectotype is deposited in the U. S. National Museum Washington, D. C., U. S. A.

Description.—

The following description is based on topotypes.

Exterior.

The small and strongly unbinate topotypes display on the surface a coarse meshwork of thick-walled, rounded to polygonal lateral chambers (text-fig. 6). The regularly distributed pillars are relatively small and uniform in diameter. A few larger pustules may occur over the center. Like the milled edge of a coin, the rim of the test is finely pectinate by the slightly projecting radial plates of the equatorial layer. This ornamentation is similar to that of *Vaughanina cubensis*



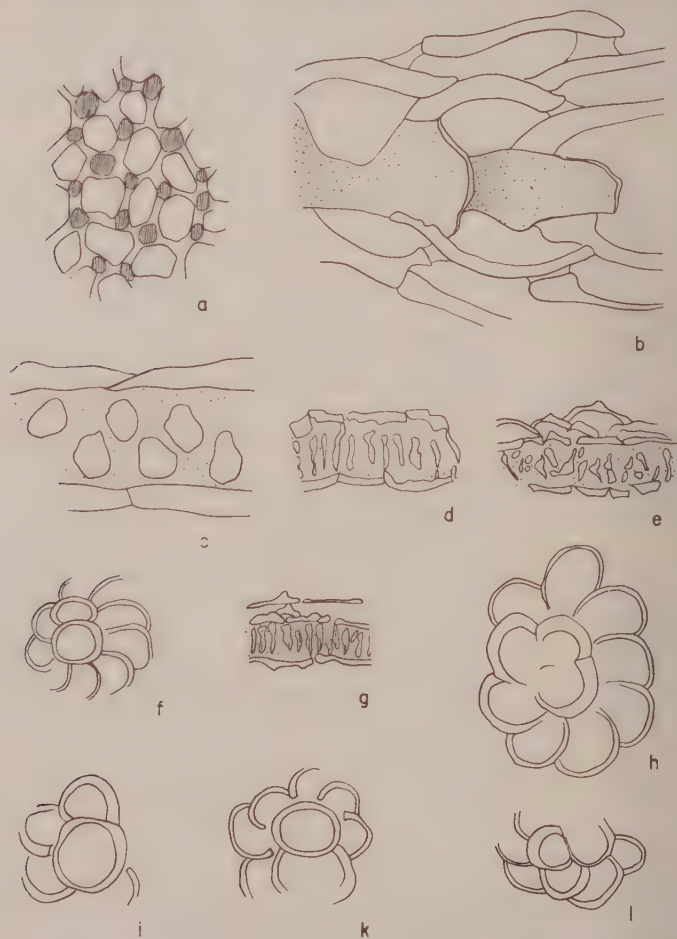
Text-fig. 5. Map showing the location of Mattson station 2120, San Germán area, Puerto Rico

where in contrast to *P. israelskyi* the lateral layers do not cover the equatorial layer completely. Moreover, in *V. cubensis* are the radial plates at the periphery disposed in two layers separated by a narrow median gap.

The dimension diagram of topotypes (text-fig. 2) is based on centered oblique-vertical and vertical sections. The diameter ranges from 0.45 to 1.8 mm, and the thickness from 0.25 mm to 1.1 mm. These figures agree with those given by VAUGHAN & COLE (1932, p. 614): diameter 0.5 mm to 1.6 mm and thickness 0.27 mm to 0.9 mm. On the average, the topotypes are more or less of the same size as those from Mattson station 2120, Ayala Castañares station 33 Chiapas Bis, and Kozary station 50622, but slightly smaller than those from McRae well No. 1, Brönnimann station 274 and Woodring station W. 38 (text-figs. 2, 3). The dimensions of *P. israelskyi* are practically the same as those of *P. ruttleri* (BRÖNNIMANN, 1955 a, pp. 69, 71), which differs from *P. israelskyi* in the embryonic and neanic features.

Equatorial section.—

Embryonic dimorphism is absent as in the uniserial *V. cubensis* and *Sulcorboides pardoi* BRÖNNIMANN. VAUGHAN & COLE (1932, p. 615) suspected *P. israelskyi*



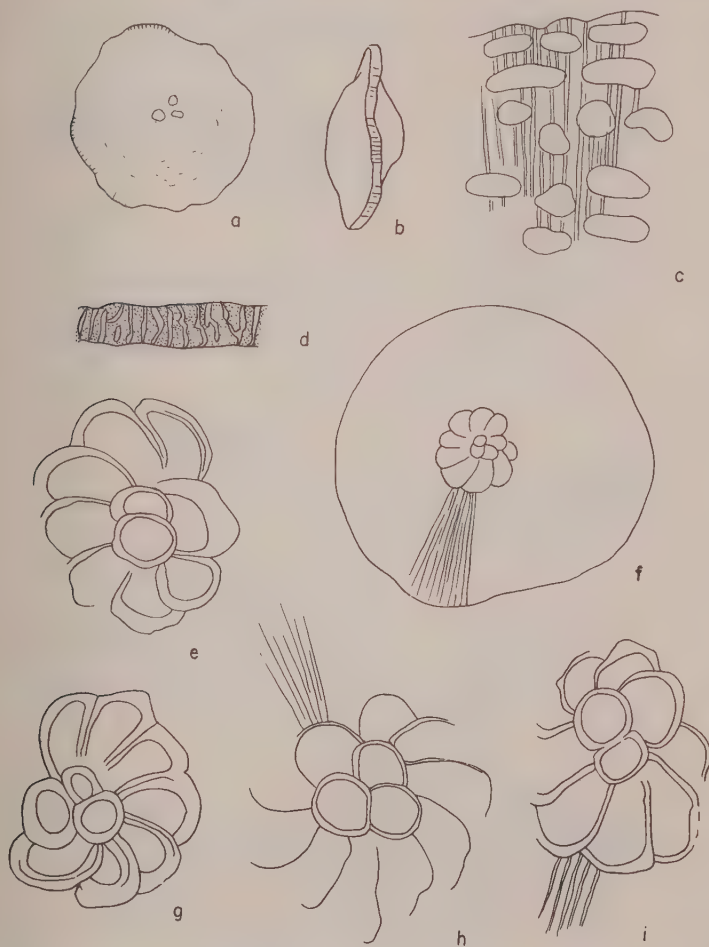
Text-fig. 6. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, topotypes, Welch well No. 1, Louisiana.

a, d-l Appr. 70×.

b, c. Appr. 365×.

- a. Horizontal section across the umbo showing coarse pattern of lateral chambers and pillars.
- b. Obliquely cut radial plates.
- c. Vertical excentric section near the juvenarium with the two systems of radial rods.
- d, e, g. Vertical excentric sections across the single system of radial plates. Section e possibly from an intermediate position.
- f, h-l. Oblique and centered equatorial sections across the uniserial juvenarium.

to be the megalospheric generation of *P. trechmanni* H. DOUVILLÉ, which then was known only by its microspheric form. They, however, added that the two species had not yet been found together and that therefore the same name should not be



Text-fig. 7. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, McRae well No. 1, Mississippi.

a, b. 19×.

f. 26×.

c, d, e, g-i. Appr. 70×.

a, b. Same specimen. The radial plates form a "milled" edge.

c. Horizontal section showing distribution of primary lateral chambers and radial plates.

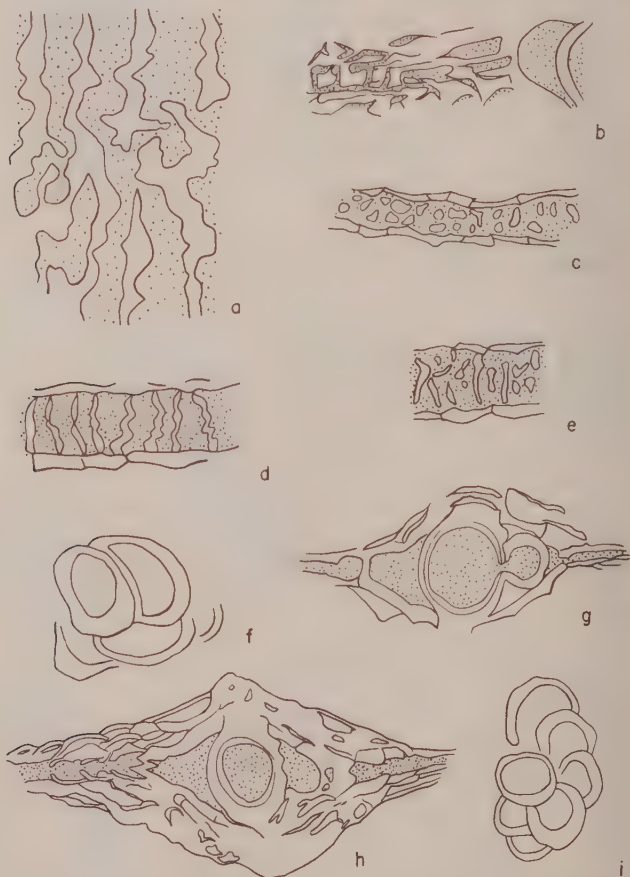
d. Excentric vertical section across single system of radial plates.

e-i. Centered equatorial sections of uniserial juvenaria; section f shows relationship of dimension of juvenarium and test.

applied to both. *P. trechmanni* is dimorphic and its megalospheric form differs from *P. israelskyi* also in other than embryonic features which are listed in table IV.

1. Juvenarium.—

The juvenarium is uniserial. It consists of a bilocular embryo and, including the primary auxiliary chamber, of 9, rarely of 8 or 10 nepionic chambers, which

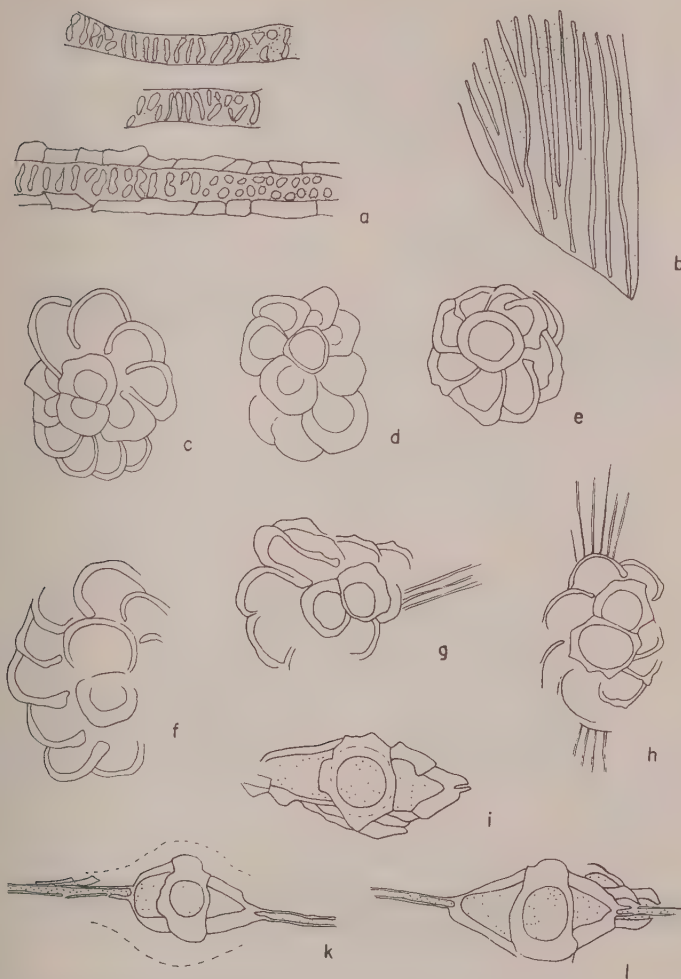


Text-fig. 8. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, Woodring station W. 38, Haiti.

a. Appr. 325×.

b-i. Appr. 70×.

- a. Vertical section near the periphery of the test exhibiting the irregular outlines of the radial plates and transverse connections between them.
- b. Centered vertical section with obliquely cut radial rods and plates.
- c-e. Excentric vertical sections across the radial rods and/or plates.
- f, i. Obliquely cut juvenaria.
- g, h. Centered vertical sections of small specimens; nepionic chambers of specimen h with sulcuslike indentation.

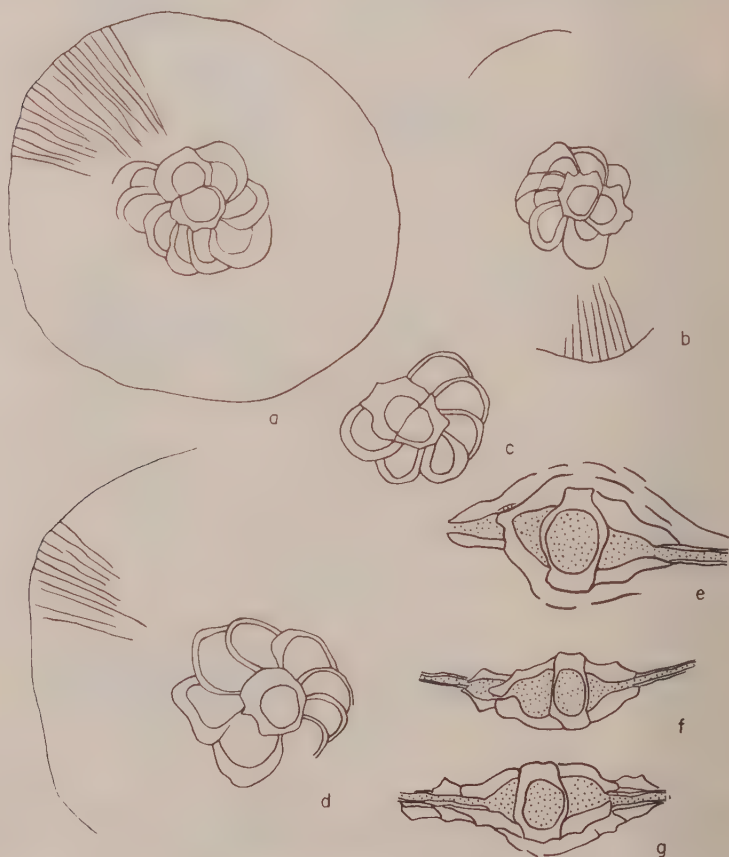


Text-fig. 9. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, Brönnimann stations 274 and 275, Las Villas Province, Cuba.

All appr. $70\times$.

- a. Excentric vertical sections across the radial rods and plates.
- b. Segment of an oblique section with the radial plates.
- c-h. Centered and oblique sections of the uniserial juvenarium.
- i-l. Centered vertical sections of the juvenarium.

are arranged in a spiral of about one revolution (pl. 2, fig. 1; text-fig. 6). The spiral chambers communicate by single basal stolons. The nepiont of the lectotype is with 8-9 spiral chambers a typical representative of the *P. israelskyi* juvenarium (VAUGHAN & COLE, 1932, pl. 2, fig. 5). The protoconch is subcircular and connected with the generally smaller arcuate deuteroconch by a large stolon, located distally in respect to the primary auxiliary chamber. This stolon is in an oriented section $12\ \mu$ wide; VAUGHAN & COLE (1932, p. 614) measured $20\ \mu$. In general appearance, the juvenarium of *P. israelskyi* is similar to that of short-spiralled forms of *V. cubensis*.

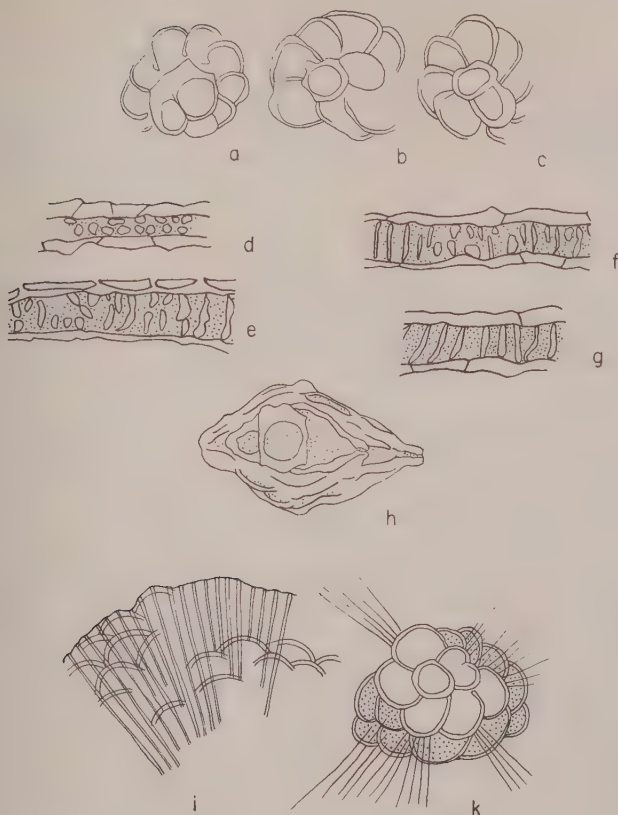


Text-fig. 10. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE, Mattson station 2120, Puerto Rico.

All. appr. $70\times$

a-d. Centered horizontal sections of the uniserial juvenarium; a-d showing the relationship between diameters of juvenarium and test.

e-g. Centered vertical sections of the juvenarium.



Text-fig. 11. *Pseudorbitoides israelskyi* VAUGHAN & COLE.

a-h. Kozary station 50662, Gibara area, Oriente Province, Cuba.

i, k. Ayala Castañares station Chiapas 33 Bis, Chiapas, Mexico.

All appr. 70×.

a-c, k. Centered horizontal sections of the uniserial juvenarium; in k stippled chambers are the first neanic chambers.

d-g. Excentric vertical sections accross the radial rods and/or plates.

h. Centered vertical section of the juvenarium.

i. Peripheral portion of a horizontal section showing arrangement of radial plates and lateral chambers.

Dimensions in microns of the elements of the juvenarium are:

Table I

	Number of specimen			
	a)	b)	c)	d)
Maximum diameter of protoconch	77	78	75	90
deuteroconch	58	39	70	90
spiral chambers	77-99	89	90-110	95
Thickness of wall of protoconch	10	6	25	15
deuteroconch	13	—	—	—
spiral chambers	9-19	13	12	—

In three other oriented sections of topotypes is the maximum diameter of the juvenarium 320 μ , 320 μ and 390 μ . The number of spiral chambers is in the three measured specimens 8 or 9, 9 or 10, and 10.

2. Neanic stage.—

The two layers of alternating radial rods start immediately outside of the juvenarium. They are about 10 μ apart (pl. 1, figs. 1, 5; text-fig. 6). In a short distance from the juvenarium, the rods are replaced by the single system of radial plates (pl. 1, figs. 2, 3; text-fig. 6). The latter has been shown to form the major portion of the neanic stage of *P. trechmanni* and *P. ruttleri*. The primitive, sulco-perculinoid two layers of radial rods are better developed in *P. israelskyi* than in *P. ruttleri* and *P. trechmanni*, which therefore are regarded as more advanced. The phylogenetic relationship between *P. israelskyi* on the one hand and the *P. ruttleri* - *P. trechmanni* group on the other, as illustrated by the development of the radial elements of the equatorial layer, is also indicated by the type of juvenarium, which is uniserial in *P. israelskyi* and dominantly quadriserial in *P. ruttleri* and *P. trechmanni* (see table IV).

The radial plates are composed of two thin lamellae, separated by a dark line (text-fig. 6). They are from 5 μ to 8 μ thick and, near the periphery, 5 μ to 20 μ apart. The radial plates are straight and almost parallel. Additional plates are intercalated toward the periphery. The plates show minute irregularities and in places intermittent thinnings located where the covering primary lateral chambers are in contact with them. Toward the periphery these irregularities are strongly developed. They have been observed in some specimens from Welch well No. 1 and in the specimens from Woodring station W. 38, Haiti (text-fig. 8) and in material from Chiapas, Mexico. In *P. ruttleri*, they form at the periphery almost labyrinthic structures. Transverse connections between adjoining plates have also been noted. In quadrants of two equatorial sections, 55 to 60 radial plates have been counted at the periphery.

The thick-walled, radially short and roughly hexagonal primary lateral chambers overlie directly the grid of radial plates. An average primary lateral chamber covers about 3 to 5 radial plates (pl. 1, fig. 2). The primary lateral chambers tend to form radial rows, and their outer walls, which occur in parallel series, may occasionally be taken as the transverse annular walls of *Vaughanina*. The secondary lateral chambers are rounded to polygonal and irregularly distributed. Communica-

tions between the lateral chambers are by stolons and fine pores. VAUGHAN & COLE (1932, p. 614) described the "equatorial chambers" as: "...irregular in shape. In general, they are polygonal, the radial diameter about half the transverse. Some of the chambers exhibit a rude, hexagonal outline, with a tendency to form radiating rows". This description fits exactly the primary lateral chambers, which were regarded by VAUGHAN & COLE as the conventional equatorial chambers of an orbitoid. Annular walls are not developed.

Vertical section.—

1. Juvenarium.

The uniserial juvenarium is laterally compressed as in *Vaughanina*, but not asymmetric sulcoperculinoid (pl. 2, fig. 4). Protoconch and deuteroconch are sub-spherical. The spiral chambers are distinctly pointed in peripheral direction. The two alternating systems of radial rods develop out of the sulcus-like periphery of the nepionic chambers.

The following dimensions in microns are from centered vertical sections of topotypes:

Table II

	Number of specimen			
	a)	b)	c)	d)
Thickness of juvenarium including walls	150	130	130	130
Maximum diameter of protoconch	72	—	—	72

2. Neanic stage.

The equatorial layer is composed of radial rods and plates. The primary lateral chambers may also be regarded as part of the equatorial layer. The arrangement of these elements and their relationship is illustrated by pl. 1, figs. 2, 3; pl. 2, fig. 3, 4; and by text-fig. 6. It has been discussed in previous notes by BRÖNNIMANN (1954 a, b; 1955 a, b; 1956) and does not need further explanation. Of special significance for the interpretation of the phylogenetic position of *P. israelskyi* are the vertical sections close to the juvenarium (pl. 1, figs. 4, 5). They clearly show the sulcoperculinoid two systems of alternating radial rods separated by a median gap. Radial plates attain a height of about 60 μ . Near the periphery they may be cut in such a way, that they appear as "floors", seemingly dividing the equatorial layer into two or more horizontal divisions. The number of "dividing floors" depends on the obliquity of the vertical cut. The reported doubling of the equatorial layer is therefore only apparent. The equatorial layer is single throughout. Similar observations have also been made in *V. cubensis*, *P. trechmanni* and *P. rutileni*. Vertical section near the periphery show that the radial plates may develop irregularities, but never as extreme as in *P. rutileni*, in which they may form labyrinthic structures. Centered vertical sections display a clearly defined equatorial layer with well developed primary lateral chambers as can be seen in the photograph by VAUGHAN & COLE (1943, pl. 17, fig. 2). The secondary lateral chambers are arranged in regular tiers. Their walls are thinner than those of the primary lateral chambers. In larger specimens, there are about 10 to 12 layers

of secondary lateral chambers over the center on both sides of the equatorial layer. Communications are by stolons and fine pores. Pillars are present.

Table III lists the dimensions in microns of the important structural elements of the neanic stage measured in oriented thin sections.

Table III

	Number of specimen			
	a)	b)	c)	d)
Equatorial layer				
Thickness near center	20-40	—	± 40	± 20
Thickness near periphery	60-80	—	± 80	—
Primary lateral chambers				
Thickness of walls	± 15	—	± 10	—
Secondary lateral chambers				
Length of chamber	30-160	± 80	± 80	100-130
Thickness of chamber	± 25	± 25	± 25	10-30
Thickness of walls	± 6	5-10	± 5	± 6
Median gap between the two alternating systems of rods	± 10	—	—	± 10
Diameter of pillars measured at the surface of the test	± 80	± 60	—	—
Thickness of radial plates	—	—	—	5-13
Distance between radial plates	—	—	—	10-30

Diagnosis.—

P. israelskyi differs from *P. trechmanni* and *P. ruttnei* by the uniserial juvenarium, the absence of embryonic dimorphism, and by the well developed early neanic two layers of radial rods. Furthermore, the primary lateral chambers are higher in *P. trechmanni*, and the radial plates are peripherally more irregular in *P. ruttnei* than in *P. israelskyi*. In centered vertical section, *P. israelskyi* is similar to the megalospheric form of *P. ruttnei*. The large subspheric embryonic chambers and the relatively small distally rounded nepionic chambers of *P. ruttnei*, however, distinguish it from *P. israelskyi*.

The diagnostic features of *P. israelskyi*, *P. ruttnei*, and *P. trechmanni* are tabulated below:

Table IV

	<i>P. israelskyi</i>	<i>P. ruttnei</i>	<i>P. trechmanni</i>
1. Dimorphism	Absent.	Present.	Present.
2. Juvenarium	uniserial, short spiral (7 to 11 nepionic chambers).	A form: quadriserial. B form: uniserial.	A form: quadriserial, rarely tri- and biserial. B form: uniserial.

3. Radial system	ontogenetically relatively long two systems of rods, and one system of plates.	ontogenetically very short two systems of rods, and long one system of plates.	suggestion of two systems of rods; one system of plates.
4. Radial plates at periphery	a) horizontal section straight to irregular. b) vertical section parallel to irregular, occasionally interconnecting.	a) horizontal section strongly irregular at least in B forms. b) vertical section labyrinthic arrangement at least in B form.	not irregular, but apparently somewhat rudimentary.

REFERENCES

- BARTENSTEIN, H. (1952): *Taxonomische Bemerkungen zu den Ammobaculites, Haplophragmium, Lituola und verwandten Gattungen (For.)*. Senckenbergiana 33, No. 4/6.
- BRÖNNIMANN, P. (1955 a): *Upper Cretaceous Orbitoidal Foraminifera from Cuba*. Part I. *Sulcorbitoides*, n. gen. Contr. Cushman Found. Foram. Research 5, pp. 55-61.
- (1954 b): *Upper Cretaceous Orbitoidal Foraminifera from Cuba*. Part II. *Vaughanina* Palmer. Contr. Cushman Found. Foram. Research 5, pp. 91-105.
- (1955 a): *Upper Cretaceous Orbitoidal Foraminifera from Cuba*. Part III. *Pseudorbitoides* H. Douvillé, 1922. Contr. Cushman Found. Foram. Research 6, pp. 57-76.
- (1955 b): *Upper Cretaceous Orbitoidal Foraminifera from Cuba*. Part IV. *Rhabdorbitoides*, n. gen. Contr. Cushman Found. Foram. Research 6, pp. 97-104.
- (1956): *Upper Cretaceous Orbitoidal Foraminifera from Cuba*. Part V. *Historbitoides*, n. gen. Contr. Cushman Found. Foram. Research 7, pp. 60-66.
- BROWN, N. K., Jr. (1952): *Upper Cretaceous Foraminifera from Seco Creek, Medina County, Texas*. Thesis, Univ. Texas, Austin. (unpublished Ms.).
- BROWN, N. K., Jr. & BRÖNNIMANN, P. (1957): *Some Upper Cretaceous rotaliids from the Caribbean region*. Micropaleontology 3, No. 1, pp. 29-38.
- COLE, W. STORRS (1944): *Stratigraphic and paleontologic studies of wells in Florida-No. 3*. Bull. Florida Geol. Survey, No. 26.
- CHUBB, L. J. (1955): *The Cretaceous Succession in Jamaica*. Geol. Mag. 92, pp. 177-195.
- (1956): *Rudist Assemblages of the Antillean Upper Cretaceous*. Bull. Amer. Pal. 37, No. 161.
- (1956): *The Correlation of the Jamaican Cretaceous. An Historical Review*. Paper read at XX Int. Geol. Congress (Mimeographed).
- CUSHMAN, J. A. (1946): *Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 206.
- FRIZZEL, D. L. (1954): *Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas*. Univ. Texas, Bur. Econ. Geol., Rept. Invest. 22.
- IMLAY, R. W. (1944): *Correlation of the Cretaceous Formations of the Greater Antilles, Central America, and Mexico*. Bull. Geol. Soc. Amer. 55, pp. 1005-1045.
- MATTSON, P. H. (1957): *Geology of the Mayaguez Area, Puerto Rico. Commonwealth of Puerto Rico*. Econ. Devel. Adm., Dept. of Industrial Research and Princeton Univ., Dept. of Geology.
- MAYNC, W. (1952): *Critical taxonomic study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the prototype of the Family, Lituola nautiloidea Lamarck, 1804*. Cushman Found. Foram. Res., Contr. 3, pp. 35-56.
- RENZ, H. H. (1955): *Some Upper Cretaceous and Lower Tertiary Foraminifera from Aragua and Guárico, Venezuela*. Micropaleontology 1, No. 1, pp. 52-63.
- RUTTEN, M. G. (1935): *Larger Foraminifera of Northern Santa Clara Province, Cuba*. Pal. 9, No. 6, pp. 59-62.
- (1941): *A synopsis of the Orbitoididae*. Geologie en Mijnbouw [n. s.], Jg. 3, No. 2, pp. 34-62.

- SMISER, J. S. (1935): *A revision of the echinoid genus Echinocorys in the Senonian of Belgium*. Mus. Roy. Hist. nat. Belgique, Mém. No. 67.
- STEPHENSON, L. W. (1947): *New Upper Cretaceous fossils from Mississippi and Texas*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 210-E, pp. 161-198.
- VAUGHAN, T. W. & COLE, W. STORRS (1932): *Cretaceous orbitoidal Foraminifera from the Gulf States and Central America*. Proc. Nat. Acad. Sci. 18, No. 10, pp. 614-616.
- (1943): *A restudy of the foraminiferal genera Pseudorbitoides and Vaughanina*. J. Pal. 17, No. 1, pp. 97-100.
- WADELL, H. (1936): *Physical-Geological Features of Petén, Guatemala, Appendix I*, in Morley, S. G., *Inscriptions at Petén*. Carnegie Instit. Washington, Pub. no. 437, pp. 336-348.

PLATE I

Figs. 1-5. Topotypes, Welch well No. 1, Louisiana. All appr. 90 $\times$.

Fig. 1. Pattern of lateral chambers and pillars.

Fig. 2. Vertical section across the single system of radial plates.

Fig. 3. Oblique section across the juvenarium. Radial plates are exposed in the left part of the figure.

Fig. 4. Vertical section across the nepionic chambers exhibiting longitudinal sections of the rods; the single plates of the neanic stage are obliquely cut in the right part of the section.

Fig. 5. Vertical section close to the juvenarium showing the two rows of alternating rods.

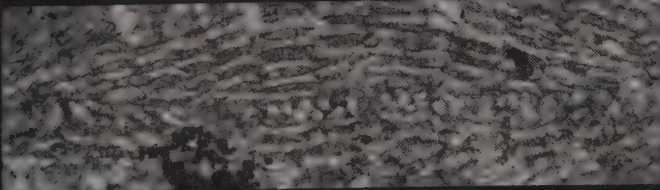
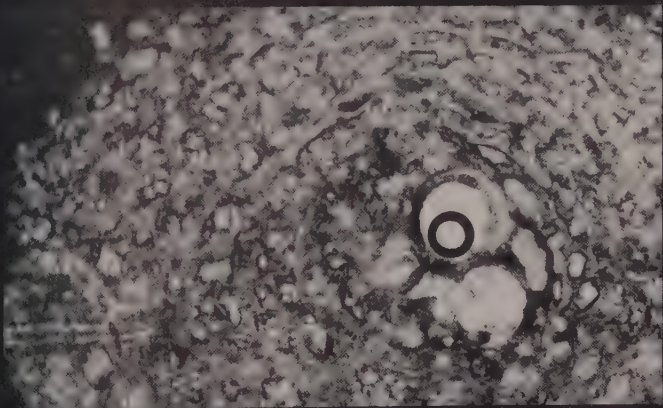
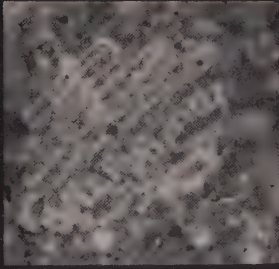
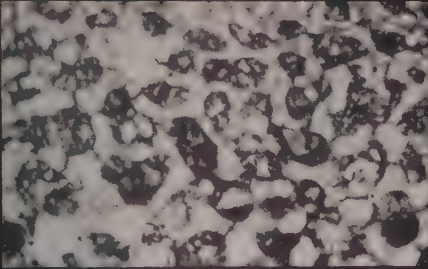


PLATE II

Figs. 1, 3-5. Topotypes, Welch well No. 1, Louisiana.

Fig. 2. McRae well No. 1, Mississippi.

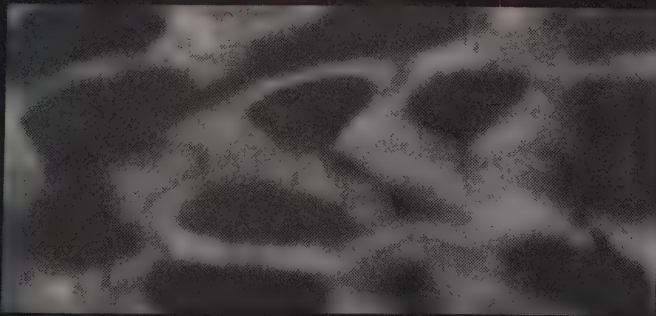
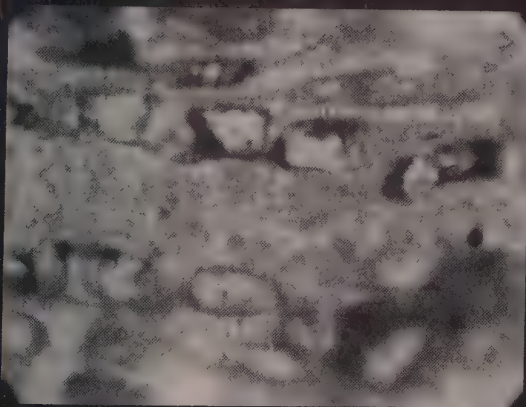
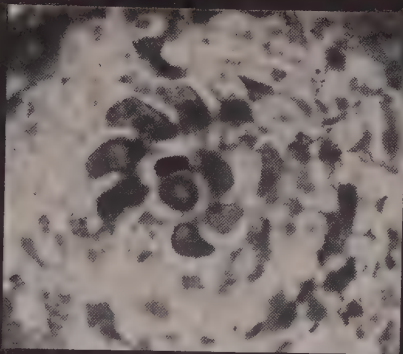
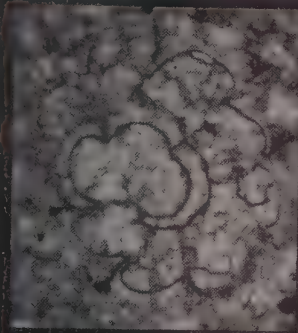
Fig. 1. Centered equatorial section of a typical juvenarium with 9 spiral chambers. Appr. $90\times$.

Fig. 2. Centered equatorial section of a juvenarium with 9 spiral chambers. $66\times$.

Fig. 3. Vertical section in the plane of a radial plate; primary and some secondary lateral chambers. $285\times$.

Fig. 4. Centered vertical section showing the sulcoperculinoid indentations in the pointed and elongate nepionic chambers. Radial plates are cut obliquely in the lower part of the section. Appr. $90\times$.

Fig. 5. Vertical section with oblique cuts of the radial plates. Same specimen as in fig. 4. $412\times$.



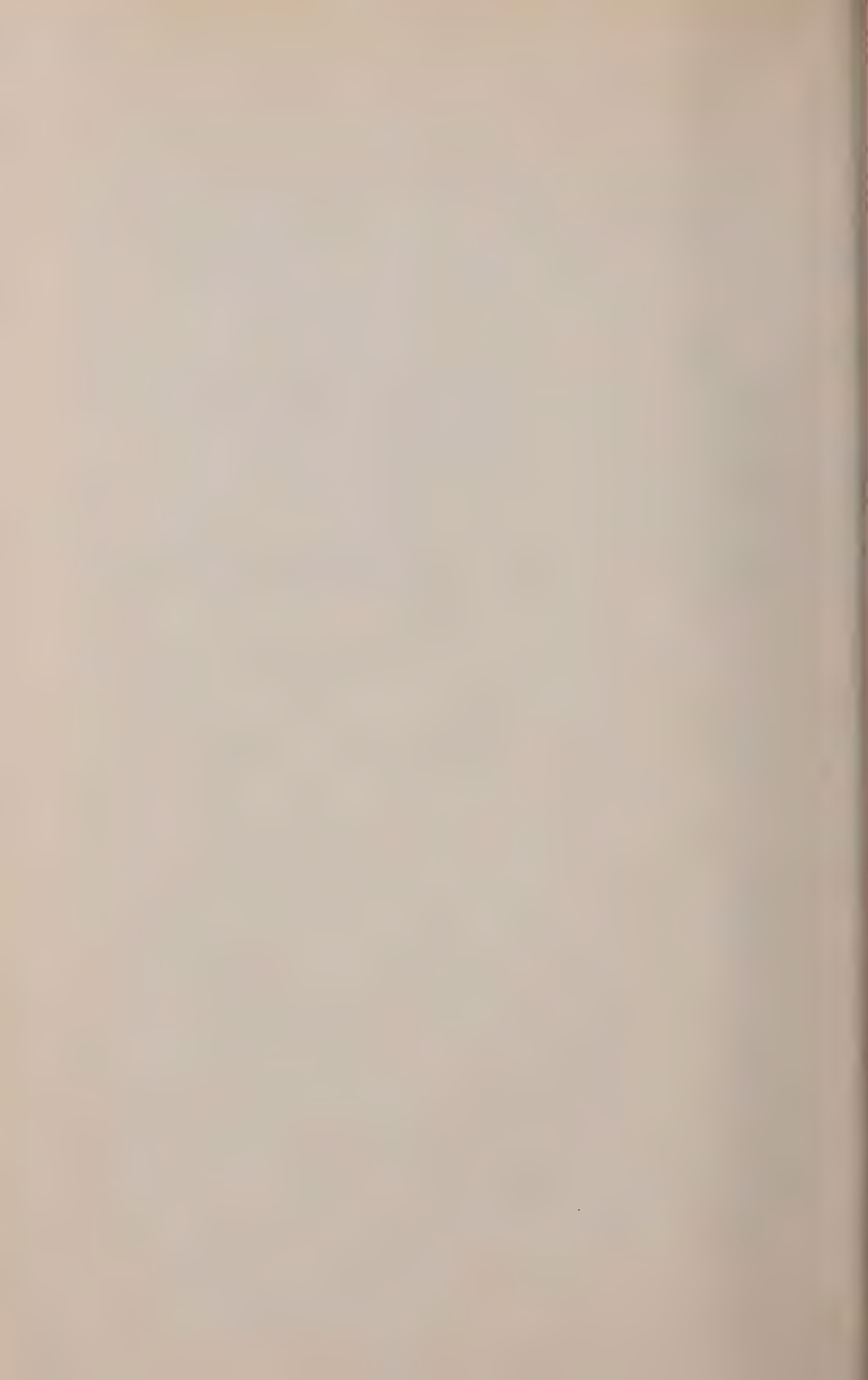
9. — ROLF F. RUTSCH (Bern): **Aufruf zur Mitarbeit in der «Union Paléontologique Internationale».**

Im September 1956 fand in Mexico der XX. Internationale Geologenkongress statt. Bei dieser Gelegenheit hielt auch die «Union Paléontologique Internationale» ihre Sitzungen ab. Als Präsident wurde Prof. D. MALDONADO-KOERDELL, als Sekretär Dr. J. ROGER (Paris) gewählt.

Anlässlich dieser Sitzungen wurde beschlossen, zunächst folgende Aufgaben in Angriff zu nehmen:

1. Herausgabe eines Adressenverzeichnisses der Paläontologen mit ihrem speziellen Arbeitsgebiet. Dieses Verzeichnis soll später allen Fachkollegen zugesandt werden, die Mitglied der «Union Paléontologique Internationale» sind.
2. Zusammenstellung einer Bibliographie der Typenkataloge jedes Landes.
3. Herausgabe der Palaeontologia Universalis.
4. Teilnahme am Internationalen Zoologen-Kongress, der im Juli 1958 in London stattfinden wird.

Diejenigen Fachkollegen, die sich für die Aufnahme in die «Union Paléontologique Internationale» interessieren, können die Anmeldeformulare beim Sekretär der S.P.G., Herrn Dr. F. BURRI, Basel, beziehen.



ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Volumen 50

Avec 112 figures et 13 tableaux dans le texte, et 34 planches

INDEX

AMSTUTZ, Christian G.: Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges. Mit 8 Textfiguren und 1 Tafel (I)	141
BARTENSTEIN, Helmut, BETTENSTAEDT, Franz, & BOLLI, Hans M.: Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, B.W.I. Erster Teil: Cuche- und Toco-Formation. Mit 3 Textfiguren und 8 Tafeln (I-VIII)	5
BEARTH, Peter: Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca). Mit 2 Textfiguren	161
BOLLI, Hans M.: The Foraminiferal Genera <i>Schackoina</i> THALMANN, emended and <i>Leupoldina</i> , n. gen. in the Cretaceous of Trinidad B.W.I. With 1 figure in the text and 2 plates (I and II)	271
BRÄM, Heinrich: <i>Ptychogaster wischbergense</i> n. nom. für <i>Ptychogaster reinachi</i> BRÄM, 1952	581
BRÖNNIMANN, Paul: Morphology and stratigraphic significance of <i>Pseudorbitoides israelskyi</i> VAUGHAN & COLE. With 2 plates (I and II) and 11 text-figures	582
BRÜCKNER, Werner D.: Laterite and Bauxite Profiles of West Africa as an Index of Rhythmic Climatic Variations in the Tropical Belt. With 3 figures and 2 tables.	239
BRÜCKNER, Werner D., HEIM, Arnold, RITTER, Ernst, STAUB, Rudolf, & TRÜMPY, Rudolf: Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen	509
FRÖHLICHER, Hugo: Nachweis von Ölsanden in der Molasse bei Olten. Mit 3 Textfiguren	231
GRUNAU, Hans R.: Neue Daten zur Geologie von Portugiesisch Osttimor. Mit 5 Textfiguren und 1 Tafel (I)	69
GUILLAUME, Henri, et REICHEL, Manfred: <i>Neotrocholina friburgensis</i> n. sp., foraminifère de l'Urgonien alpin. Avec 2 figures dans le texte et 1 planche (I)	285
HERB, René: Zur Fauna des Trigonodusdolomits im nördlichen Kanton Aargau. Mit 2 Tafeln (I und II)	530
HOFMANN, Franz: Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. Mit 2 Figuren und 8 Tabellen im Text	289
HOFMANN, Franz: Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr NW St. Gallen. Mit 1 Figur und 2 Tabellen im Text	477
JAYET, Adrien: Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvio-glaciaires. Avec 5 figures dans le texte	496
JAYET, Adrien: Les faunules malacologiques du Néolithique d'Auvernier (Neuchâtel, Suisse). Avec 1 tableau et 1 figure dans le texte	541
KLÄY, Louis: Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin). Mit 25 Textfiguren und 10 Tafeln (I-X)	323
KOBY, Fréd.-Ed.: Les Lagopèdes de la station magdalénienne de La Vache dans les Pyrénées. Avec 2 figures dans le texte	564
LIEB, Fritz: Die Ammonitenhorizonte des Aalénien und unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Baseltbietes und des Aargaus. 2. Der Fazieswechsel der Murchisonae-schichten zwischen Ormalingen (Baselland) und Wegenstetten (Aargau). Mit 1 Textfigur	568
MITCHELL, Raoul C.: Fault Patterns of Northwestern Hegaz, Saudi Arabia. With 3 figures	257
OERTLI, Henri J.: Ostrakoden als Salzgehalts-Indikatoren im obern Bathonien des Boulonnais. Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel (I)	279
OULIANOFF, Nicolas: La zone du Carbonifère entre Iséables et Bramois (Vallée du Rhône). Avec 1 figure dans le texte	482

POZZI, Renato: La Geologia della bassa valle di Fraele (Alpi Retiche). Con 5 figure, 1 tabella e 2 tavole (I e II)	99
RUTSCH, Rolf F.: Aufruf zur Mitarbeit in der «Union Paléontologique Internationale»	605
SCHNORF-STEINER, Alice: Stromatopores crétacés de la région cantabrique. Avec 10 figures dans le texte	553
STAUB, Rudolf: Vom Bau der Dentblanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina-System. Mit 10 Textfiguren und 4 Tafeln (I-IV)	171
TRÜMPY, Rudolf: Demonstration von Fossilien aus dem Verrucano des Glarner Freiberges. (Titel)	476
TRÜMPY, Rudolf: Ein Fund von <i>Halicyna</i> (Crustacea incertae sedis) im mittleren Muschelkalk des Wutachtales. Mit 2 Textfiguren	544
WEGMANN, Eugène, et SCHAEER, Jean-Paul: Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. Avec 3 figures dans le texte	491
Bericht über die 73. ordentliche Generalversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Neuchâtel	469
A. Bericht des Vorstandes für das Jahr 1956/57	469
B. 73. Ordentliche Generalversammlung: Sonntag, den 22. September 1957	476
Geschäftliche Sitzung	476
Wissenschaftliche Sitzung. Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG.	476
Compte rendu de la Société paléontologique suisse. 36 ^e Assemblée annuelle	529
A. Rapport du Comité pour l'année 1956/57	529
B. Geschäftliche Sitzung	529
C. Wissenschaftlicher Teil	530
Präsidialadresse zu <i>Eclogae geologicae Helvetiae</i> Vol. 50 Nr. 1, 1957 (E. A. RITTER)	1

Anzeige der Schweizerischen Geologischen Kommission

Avis de la Commission Géologique Suisse

Postadresse – Adresse postale: Bernoullianum, Basel

1956 ist der «Verkaufskatalog der Publikationen der Schweizerischen Geologischen Kommission und der Schweizerischen Geotechnischen Kommission» neu erschienen.

Zuschriften für den Kauf von Publikationen oder für den Gratisbezug des Verkaufskatalogs sind zu richten an:

En 1956 a paru la nouvelle édition du «Catalogue des publications en vente de la Commission Géologique Suisse et de la Commission Géotechnique Suisse».

Pour les commandes de publications ou pour la livraison gratuite du Catalogue, prière de s'adresser à:

Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Hallerstrasse 6–8, Bern,
oder an jede Buchhandlung.

ou à toute librairie.

In letzter Zeit sind erschienen:

Publications récentes:

Geologische Generalkarte der Schweiz – Carte géologique générale de la Suisse – 1:200 000

Blatt 7 Ticino (1955)	Fr. 10.40
Notice explicative Feuille 5 Genève-Lausanne (1955)	Fr. 2.10
Notice explicative Feuille 1 Neuchâtel (1956)	Fr. 2.10
Erläuterungen Blatt 3 Zürich-Glarus (1957)	Fr. 2.10

Geologischer Atlas der Schweiz – Atlas géologique de la Suisse – 1:25 000

Blatt Saas (1954). Erläuterungen (1957)	Fr. 10.40
Blatt Monte Moro (1954). Erläuterungen (1957)	Fr. 6.25
Blatt Luzern (1955). Erläuterungen in Vorbereitung	Fr. 10.40
Blatt Gemmi (1956). Erläuterungen in Vorbereitung	Fr. 10.40
Blatt Basodino (1957). Erläuterungen im Druck	Fr. 10.40

Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. Neue Folge – Matériaux pour la Carte Géol. de la Suisse. Nouvelle série

Liefg. 94 Th. Hügi: Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs (1956)	Fr. 12.50
Liefg. 102. P. A. Ziegler: Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (1956)	Fr. 12.50
Livr. 104. H. Guillaume: Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises) 1957	Fr. 15.60

Schweiz. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft

Société suisse de Minéralogie et de Pétrographie

Gegründet 1924 – Fondée en 1924

Jahresbeitrag Fr. 28.– (für Studierende Fr. 20.–). Lebenslängliche Mitgliedschaft wird durch einmalige Zahlung von Fr. 560.– erworben. Anmeldungen als Mitglieder sind zu richten an den Sekretär, Herrn Prof. Dr. Th. Hügi, Mineralogisches Institut der Universität, Sahlistrasse 6, Bern.

Zeitschrift der Gesellschaft (für Mitglieder gratis): **Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**. Jährlich zwei Hefte mit zusammen um 500 Seiten.

Redaktor: Dr. A. Spicher, Bernoullianum, Basel.

Abonnemente auf die Zeitschrift (für Nichtmitglieder) nimmt der Verlag Leemann AG., Zürich 34, entgegen (Fr. 40.– pro Jahr). Postcheck des Verlages VIII 2323.

Frühere Jahrgänge können (soweit vorrätig) durch den Verlag bezogen werden. Preis bis Band 27 (1947) Fr. 25.–, Band 28 (1948) bis Band 35 (1955) Fr. 35.–, Band 36 (1956) Fr. 40.–.

Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

Sitz: Mineralogisch-Petrographisches Institut der
Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich

Die Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender» ist auf Wunsch des Stifters, Dr. I. FRIEDLAENDER, in die Verwaltung eines Stiftungsrates übergegangen, der sich zurzeit wie folgt zusammensetzt:

Prof. Dr. C. BURRI, Zürich, Präsident
Prof. Dr. ED. WENK, Basel, Quästor
Dr. H. BOSSHARDT, Zürich, Aktuar
Dr. R. A. SONDER, Zug
Dr. C. FRIEDLAENDER, Zürich

An Stelle der früheren «Zeitschrift für Vulkanologie» und als deren Fortsetzung erscheinen seit 1940 unter dem Titel:

«Publikationen der Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

n zwangloser Folge Einzelabhandlungen aus dem Gebiete der Vulkanologie.

Bis jetzt sind erschienen:

- Nr. 1. R. v. LEYDEN: Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik. 151 S., 57 Fig. im Text und XIV Tafeln, wovon 3 Karten. 1940. Preis Fr. 7.50.
- Nr. 2. R. A. SONDER: Studien über heisse Quellen und Tektonik in Island. 132 S., 2 Fig. im Text und XIII Tafeln, wovon 3 Karten. 1941. Preis Fr. 7.50.
- Nr. 3. C. BURRI und P. NIGGLI: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Einleitung. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Die Ophiolithe. Berechnungsmethoden. 654 S., 211 Fig. und VI Tafeln. 1945. Preis Fr. 30.—.
- Nr. 4. C. BURRI und P. NIGGLI: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. II. Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine. 206 S., 1 Fig. im Text und 3 Tafeln. 1949. Preis Fr. 10.—.
- Nr. 5. CHR. AMSTUTZ: Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. 149 S., 69 Fig. im Text und auf 12 Tafeln, sowie 2 farbige Aufrisse. 1954. Preis Fr. 12.—.
- Nr. 6. E. N. DAVIS: Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. 74 S., 36 Fig. im Text und auf 3 Tafeln sowie 3 Karten. Preis Fr. 7.—.
- Nr. 7. R. JAKOB: Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli (im Druck).

Bestellungen werden durch den Kommissionsverlag Guggenbühl & Huber, Schweizerspiegel-Verlag, Hirschengraben 20, Zürich, sowie durch jede Buchhandlung entgegengenommen.

Interessenten, die dem Verlag ihre Adresse mitteilen, werden über neu erscheinende Bände der Serie auf dem laufenden gehalten.

Von der «Zeitschrift für Vulkanologie» sind noch eine grosse Zahl einzelner Hefte auf Lager und werden zu stark ermässigten Preisen abgegeben. Diesbezügliche Anfragen sind an den Präsidenten des Stiftungsrates zu richten.